

1952 – 2002
50 Jahre Kompetenz für Wetter und Klima
Deutscher Wetterdienst



Berichte des Deutschen Wetterdienstes

225

**Rekonstruktion der UV-Strahlung am Hohen Peißenberg
und in Würzburg ab 1968 unter Berücksichtigung der lang-
fristigen Veränderungen von Gesamtozon, Bewölkung und
atmosphärischer Trübung**

von
Sebastian Trepte und Peter Winkler

Zur Herstellung dieses Buches wurde chlor- und säurefreies Papier verwendet.

ISSN 0072-4130
ISBN 3-88148-401-9

Alle Rechte vorbehalten. Nachdruck, auch auszugsweise, verboten. Kein Teil dieses Werkes darf ohne schriftliche Einwilligung des Deutschen Wetterdienstes in irgendeiner Form (Fotokopie, Mikrofilm, oder ein anderes Verfahren), auch nicht für Zwecke der Unterrichtsgestaltung, reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden. Für den Inhalt sind die Autoren verantwortlich.

Herausgeber und Verlag:

Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach am Main

Anschrift der Autoren:

Dr. Sebastian Trepte
Deutscher Wetterdienst
Kaiserleistraße 42
63067 Offenbach

Dr. Peter Winkler
Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium
Albin-Schwaiger-Weg 10
82382 Hohenpeissenberg

Zusammenfassung

Viele biologische Systeme (Flora, Fauna) und luftchemische Vorgänge werden durch die UV Strahlung beeinflusst, es ist daher wichtig, deren langfristige Veränderungen zu kennen. Die langfristige Abnahme der Ozonschicht und ihre jahreszeitlich unterschiedliche Ausdünnung sind für die UV-Spitzenbelastung verantwortlich. Die jahreszeitlich ebenfalls verschiedenen Veränderungen in der Bewölkung wirken sich vor allem in der UV-Dosis aus.

Zur Feststellung der langfristigen Veränderung dieser Einflussgrößen auf die UV-Belastung wurde ein Verfahren zur Rekonstruktion der UV-Strahlung entwickelt, welches auf beobachteten Zeitreihen dieser Parameter aufbaut. Seit 1990 liegen direkte UV-Messungen am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg zusammen mit Beobachtungen des Gesamt-ozons, Bewölkung und der Global- und diffusen Strahlung vor. Die Bewölkung wird in objektiver Weise auch mit Hilfe der auf eine dunst- und wolkenfreien Atmosphäre normierten Globalstrahlung beschrieben, wodurch Bedeckungsgrad, optische Dicke und Wolkenart mittels einer gemessenen physikalischen Größe ausreichend durch einen sog. Wolkenmodifikationsfaktor charakterisiert werden. Auch Änderungen der atmosphärischen Trübung können durch dieses Verfahren mit erfasst und dargestellt werden. Aus dem Zeitraum 1990-1998 wurden Korrelationen zwischen den verschiedenen Einflussgrößen und UV bestimmt. Damit wurde die UV-Strahlung des Zeitraums 1968 bis 2001 rekonstruiert. Die Rekonstruktion wurde für die beiden Orte Hohenpeißenberg (Südbayern) und Würzburg (Nordbayern) vorgenommen. Da für Würzburg keine Gesamt-ozonmessungen vorhanden sind, wurden die entsprechenden Werte durch ein gewichtetes Mittel aus den Daten von Hohenpeißenberg und Potsdam berechnet. Unabhängige Kontrollmessungen mit einem breitbandigen erythemgewichteten UV-Messgerät bestätigten die Brauchbarkeit der Methodik, mit der es gelang, 97% der Varianz des UV zu erklären.

Im Frühjahr können kurzfristige witterungsbedingte Ozonabnahmen von einem zum andern Tag -30 % betragen, was einen Anstieg der UV-Belastung um nahezu 40 % zur Folge hat. Wolken, insbesondere die noch sonnendurchlässigen Cirren (hohe Schleierwolken aus Eiskristallen) haben im Frühjahr und Herbst zugenommen, im Sommer dagegen abgenommen. Dadurch wird der Anstieg der UV-Dosis im Frühjahr und Herbst gedämpft, im Sommer dagegen verstärkt.

Summary

Many biological systems (flora and fauna) and air chemical reactions are affected by UV which emphasises the necessity to know long-term changes of UV. The trend of the thickness of the ozone layer and its seasonal dependence determines the maximum values of UV radiation while clouds and their seasonally different long-term trends influence the UV dose. In order to study the resulting long-term changes in the UV exposure a procedure was developed by which the UV radiation could be reconstructed from observed data of total ozone and cloudiness. Clouds were characterised by global radiation, normalised to a pure Raleigh scattering atmosphere. This cloud influence is accounted for by a cloud modification factor. From the period 1990 - 1998 the relevant correlations between UV, ozone and clouds were determined and applied to the period 1968 - 1990, where no direct UV observations are available. This method allows to explain 97% of the observed UV variance which could be confirmed by measurements with an independently calibrated broad-band UV-instrument. The reconstruction has been performed for the two stations Hohenpeißenberg (Southern Bavaria) and Würzburg

(Northern Bavaria). Since no direct total ozone measurements were available for Würzburg ozone data were derived by interpolating the measurements from Hohenpeißenberg and Potsdam.

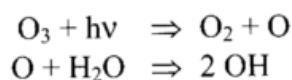
Day-to-day changes of total ozone can make up -30% resulting in a UV increase of 40%. Clouds, especially high cirrus clouds have increased in frequency (and optical thickness) in spring and fall but decreased in summer. On a long-term basis this has enhanced the UV dose in summer and attenuated it in spring and fall.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	1
Summary	1
Inhalt	3
1. Einleitung	4
2. Messgeräte und Datensätze	7
3. Methode der UV-Rekonstruktion	9
4. Vergleich mit Messungen	15
4.1 Routinemessungen 1990-1998	15
4.2 Intensivmessung Juli 2002	19
5. Langfristige Veränderungen meteorologischer Parameter mit Bezug zur UV-Strahlung	21
5.1 Globalstrahlung	21
5.2 Bewölkung	24
5.3 Atmosphärische Trübung	28
5.4 Tropopausenhöhe	30
5.5 Gesamtozon	32
6. Ergebnisse	33
6.1 Erythemwirksame UV-Strahlung bei klarem Himmel und bei Bewölkung	33
6.1 Erythemwirksame UV-Strahlungsdosis	36
7. Schlußfolgerungen	42
8. Literatur	44
Danksagung	48

1. Einleitung

Obwohl auf den ultravioletten (UV-) Strahlungsbereich nur der geringe Prozentsatz von etwa 8 % der gesamten Energie der Sonne fällt, kommt diesem Spektralbereich aufgrund seiner Wirkung auf die Biosphäre der Erde große Bedeutung zu. Gerade im Wellenlängenbereich zwischen 280 und 315 nm (UV-B) ist die Absorption durch atmosphärisches Ozon besonders stark und die biologische Wirkung der UV-Strahlung besonders ausgeprägt (z.B. Madronich, 1993; Banrud et al., 1993; Boucher, et al., 1996; Chan et al., 1992; Cullen et al., 1992; Häder und Worrest, 1991; Rhode, 2001; Rundel, 1983). Durch UV-Strahlung wird auch die Stabilität von Kunststoffen beeinträchtigt (z.B. Andradny et al., 1991). Daneben spielt die UV-Strahlung in der Luftchemie eine entscheidende Rolle: Die photolytische Spaltung des Ozonmoleküls und die anschließende Verbindung von atomarem Sauerstoff mit Wasser lassen das luftchemisch wichtige Hydroxylradikal entstehen:



Das so gebildete Hydroxylradikal OH ist äußerst reaktiv und leitet die Oxidation sehr vieler atmosphärischer Spurenstoffe ein. Das UV steuert daher die Selbstreinigungskraft der Atmosphäre. Auch andere luftchemische Reaktionen werden vom UV beeinflusst (z.B. Lantz et al., 1996; Kieber et al., 1990; Zepp und Andreae, 1994).

Bei wolkenfreiem Himmel und ansonsten unveränderter Atmosphäre spielt die beobachtete langfristige Ozonabnahme die entscheidende Rolle bei der Zunahme der UV-B Strahlung.

Der Rückgang der stratosphärischen Ozonkonzentration wird bestimmt durch photochemische Abbau durch FCKWs, die Chlor und Brom enthalten, heterogene Reaktionen an Aerosol- bzw. Eispartikeln sowie durch Veränderungen vertikaler und horizontaler Transportprozesse in der Atmosphäre. Die Kopplung zwischen dynamischen Vorgängen in der Troposphäre und der Ozonverteilung in der Stratosphäre läßt sich anhand der Tropopause und deren Höhenveränderung veranschaulichen (Steinbrecht et al., 1998). Der beobachtete langfristige Anstieg der Tropopausenhöhe ist eng verbunden mit der troposphärischen Temperaturzunahme (Klimaerwärmung), wo in Mitteleuropa eine langfristige stetige Zunahme in den letzten 40 - 50 Jahren festgestellt wurde (Graf et al., 1995). Der FCKW-Anstieg in der Stratosphäre hat infolge der politischen Maßnahmen (Montrealer Protokoll mit Ergänzungsprotokollen) stark nachgelassen und es wird in den kommenden Jahren mit einem Stagnieren der stratosphärischen Halogenkonzentration gerechnet. Damit sollte der anthropogen verursachte Ozonabbau zunächst auf hohem Niveau stagnieren und dann rückläufig werden. Mit einer dann einsetzenden raschen Erholung der Ozonschicht ist dennoch nicht zu rechnen, denn es wird erwartet, daß der Anstieg der Treibhausgase (CO₂, Wasserdampf) und die damit gekoppelten Abkühlung und Zirkulationsänderung das Fortbestehen einer weiterhin ausgedünnten Ozonschicht über mehrere Jahrzehnte begünstigt (Schnadt et al., 2001).

Die von der Sonne ausgehende UV-Strahlung ist ein stets vorhandener Umweltfaktor, der auch im menschlichen Organismus zu vielfältigen, z.T. noch wenig bekannten Effekten führen kann. Krankhafte Erscheinungen können durch sämtliche Wellenlängenbereiche ausgelöst werden: sowohl UV-B: 280 - 315 nm, als auch UV-A: 315 - 400 nm). Die UV-Strahlung erreicht ab etwa 290 nm die Erdoberfläche, kürzere Wellenlängen werden von der Ozonschicht vollständig gefiltert. Die direkte Wirkung des UV-B ist die Pigmentierung der Haut, ein Übermaß hat als akute Krankheitserscheinung durch Sonnenstrahlung den „normalen“ Sonnenbrand zur Folge. UV-A bewirkt die Alterung der Haut, ist jedoch auch die Ursache vieler Lichtüberempfind-

lichkeitsreaktionen (Sonnenallergie). UV wirkt auch auf das Immunsystem, und zwar meist im Sinne einer Schwächung. Der einzige beim gesunden Menschen bedeutsame positive Effekt ist die Bildung von Vitamin D3 unter Einwirkung von UV-B. Langzeitwirkungen von UV-Strahlung sind Hautalterung und die Entwicklung bösartiger Hauttumore. Für die kanzerogene Wirkung der Sonnenstrahlung ist vor allem UV-B verantwortlich, aber auch UV-A und Wärmestrahlung kommen eine bestimmte Bedeutung zu. Es wird vermutet, daß nicht die Höhe der kumulativen UV-Dosis der wichtigste Risikofaktor für die Entstehung von Hautkrebs beim Menschen ist, sondern die Art und Weise der UV-Exposition: Gefährlich sind besonders hohe UV-Dosen auf zuvor ungebräunte Haut, die zu einem Sonnenbrand führen. Deshalb sind UV-Spitzenwerte eine wichtige Größe zur Beurteilung des Gefahrenpotentials. Vor allem während des Frühjahrs und Frühsommers tragen sie ganz wesentlich zum Sonnenbrandrisiko bei.

Pflanzen können bis zu einem gewissen Grad wirksame Mechanismen zum Schutz vor der UV-Strahlung entwickeln bzw. aufgrund erhöhter Strahlung entstandene Schäden reparieren. Bei besonders empfindlichen oder unter Streß stehenden Pflanzen (durch Luftschadstoffe oder Parasiten) kann erhöhte UV-Strahlung zu einer Verringerung des Wachstums führen, was bei Kulturpflanzen einem Ertragsrückgang oder einer Qualitätsverschlechterung gleichkommt.

Neben der langfristigen Ozonabnahme müssen zur Beurteilung des UV-Trends auch andere Einflussgrößen wie z.B. die Bewölkung und die atmosphärische Trübung mit einbezogen werden, die ebenfalls langfristige Veränderungen zeigen. Mit dem oben erwähnten Anstieg der Tropopause könnte nicht nur ein Ozonverlust verbunden sein, sondern auch eine Zunahme hoher Bewölkung, wie Abb. 1 verdeutlicht: Der Tropopausenanstieg beruht auf einer Erwärmung der Troposphäre und einer gleichzeitigen Abkühlung der unteren Stratosphäre. Bleibt in der Troposphäre die mittlere Verteilung der relativen Feuchte konstant, dann ist durch die Tropopausenabkühlung eine Voraussetzung für verstärkte Cirrusbildung gegeben.

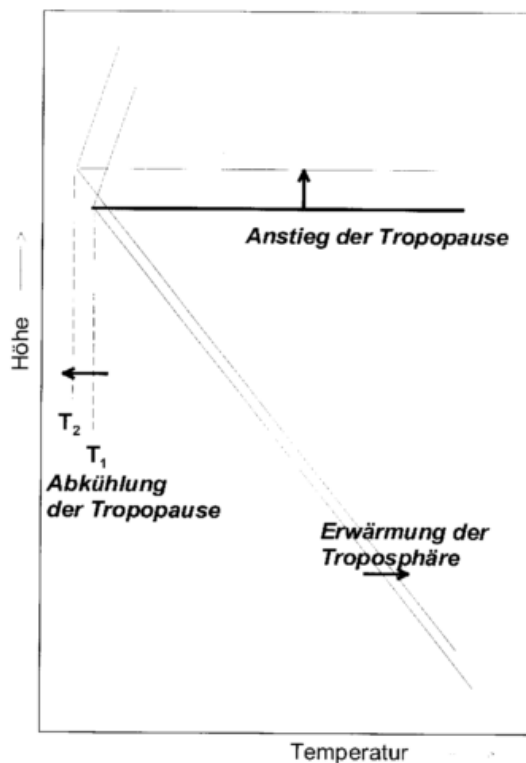


Abb. 1: Konzept zur Erklärung einer häufigeren Bildung hoher Cirren infolge Abkühlung und Anstieg der Tropopause

Neben der Zunahme der UV-Strahlung bei wolkenlosem Himmel werden also Situationen zu untersuchen sein, bei denen die Sonne noch scheint aber dennoch Wolken, die die Sonne nicht verdecken, oder transluzente Wolken vorhanden sind. Dazu wird die langfristige Entwicklung der Globalstrahlung (vgl. Abschnitt 5.1) näher untersucht.

Die spektrale UV-B Strahlung wird am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg routinemäßig ab 1990 gemessen. Für statistisch signifikante Aussagen hinsichtlich langfristiger Veränderungen ist die Beobachtungsreihe noch zu kurz. Die Höhe der den Erdboden erreichenden UV-Strahlung ist eng korreliert mit der Dicke der Ozonschicht und es existieren gesicherte statistische Relationen zwischen spektralem UV und dem Gesamt Ozon. Eine gute Korrelation existiert für kurze Wellenlängen in den Banden mit starker Absorption und bei klarem Himmel (Gantner et al., 2000), während unter anderen meteorologischen Bedingungen weitere Parameter wie Wolkenbedeckung, Aerosolgehalt, Bodenalbedo, Schneebedeckung usw. einbezogen werden müssen (Fioletov et al., 1997; McArthur et al., 1999). Am Observatorium Hohenpeißenberg wurde ein Verfahren zur Rekonstruktion der erythem- (sonnenbrand-) wirksamen UV-Strahlung entwickelt, welches die beobachteten Zusammenhänge von Gesamt Ozon-gehalt, Bewölkung und atmosphärischer Trübung berücksichtigt. Die Methode basiert auf den Korrelationsrechnungen von Gesamt Ozon und spektralem UV nach Gantner et al. (2000) und ergänzt diese mit der Einbeziehung meteorologischer Einflüsse (Bewölkung, Trübung), welche mit Hilfe der beobachteten gesamten solaren Strahlung (Globalstrahlung) quantifiziert wurden. Damit wird eine Rekonstruktion der UV-Strahlungswerte bis zum Jahr 1968 möglich, dem Beginn der regelmäßigen Gesamt Ozonmessungen am Hohenpeißenberg. Mit dieser über 30 Jahre langen Zeitreihe können sowohl langfristige klimatische als auch kurzfristige witterungsabhängige Veränderungen mit hinreichender Genauigkeit erkannt werden. Auf die Berechnung von UV-Tagesdosen, als einer wichtige Größe der biosphärischen UV-Belastung, soll in diesem Bericht ausführlich eingegangen werden. Das Verfahren wird auch angewandt, um die UV-Dosis an der Station Würzburg zu rekonstruieren. Von dieser Station liegen zwar keine direkten Gesamt Ozonmessungen vor, wohl aber Messungen der Globalstrahlung. Das Gesamt ozon wird als gewichtetes Mittel der Stationen Hohenpeißenberg und Potsdam bestimmt.

2. Messgeräte und Datensätze

Der Gesamtzongehalt der Atmosphäre wird am Hohen Peißenberg routinemäßig seit 1968 mit dem Dobson-Spektrophotometer und seit 1984 zusätzlich vollautomatisch mit dem Brewer-Spektrophotometer gemessen. Nachdem die Daten einem umfangreichen Homogenisierungsverfahren unterzogen wurden (Köhler et al., 1995), besitzen sie eine hohe Genauigkeit mit Fehlern von < 1- 2%. Die über den Tag verteilten Einzelmessungen wurden zur Weiterverarbeitung zu Tagesmittelwerten zusammengefaßt.

Da die Messungen nur bei freier oder mit dünnen Wolken verdeckter Sonne stattfinden, treten Datenlücken bis zu einigen Tagen auf. Für diese Untersuchungen wurden mit Hilfe einer linearen Interpolation die Fehlwerte (als Tagesmittelwerte) ergänzt, so daß bis auf wenige Ausnahmen Tagesmittelwerte kontinuierlich von Januar 1968 bis Dezember 2001 vorliegen.

Mit der Messung der Globalstrahlung G als Summe aus direkter (I) und diffuser solarer Strahlung (D) wurde am Hohen Peißenberg 1948 begonnen, 1953 kam dann die diffuse Strahlung (Himmelsstrahlung) als eigenständige Messgröße hinzu. Die Bestrahlung wird mit dem Pyranometer nach Moll-Gorczynski im Wellenlängenbereich von 300 bis 2700 nm gemessen, wofür Stundensummen für die gesamte Zeit vorliegen. Um für diese Untersuchung tages- und jahresgangbereinigte Werte zu erhalten, wird G mit der berechneten Strahlung G_0 einer reinen Rayleigh-Atmosphäre normiert (Berlage, 1928; VDI 3789, 2001):

$$G_0 = 0,5 I_0 \sin h (1 + q(m)^m) \quad (1)$$

mit I_0 = Solarkonstante als Funktion des Abstandes Sonne-Erde,
 h = Sonnenhöhe,
 $q(m)$ = Transmissionsfaktor der Rayleigh-Streuung,
 m = optische Dicke als Funktion von Luftdruck und Sonnenhöhe (Kasten und Young, 1989).

Die normierten Werte G/G_0 liegen zwischen 0 und 1. Durch die Normierung wird erreicht, daß die vom ständig wechselnden Sonnenstand herrührenden ausgeprägten Tages- und Jahresgänge der Globalstrahlung beseitigt werden und Trends besser sichtbar gemacht werden können.

Daneben wird seit 1937 die stündliche Sonnenscheindauer (SSD in 1/10 h) mit dem Campbell-Stokes Sonnenschreiber aufgezeichnet. Als Sonnenscheindauer wird die Zeit gewertet, in der die direkte Sonnenstrahlung I den Wert von 120 Wm^{-2} überschreitet. Zeiten mit Sonnenschein sind günstig für das Auftreten von Spitzenwerten.

Die solare UV-B Strahlung wird routinemäßig ab 1990 mit dem Brewer-Spektrophotometer im Wellenlängenbereich von 290 bis 325 nm gemessen. Die spektrale Auflösung beträgt 0,5 nm. Im operationellen Betrieb wird zweimal pro Stunde ein komplettes Spektrum gemessen von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang, wobei ein Messvorgang etwa sieben Minuten benötigt. Die Geräteempfindlichkeit wird regelmäßig mit Standardlampen überwacht. Eine Reihe von Maßnahmen muß getroffen werden, um Messfehler zu quantifizieren bzw. zu minimieren und zu korrigieren, wie Temperatur- und Feuchtigkeitsabhängigkeiten, Nichtlinearität des Photonenzählers, Streulichteintrag und Kosinusverhalten. Eine geräteinterne Lampe dient mehrmals täglich der automatischen Wellenlängenkalibrierung. Messfehler durch Streulichtphotonen und das nicht ideale Kosinusverhaltens müssen mit einem aufwendigen Auswertalgorithmus

nachträglich korrigiert werden (Köhler et al., 1998). Die Messgenauigkeit im operationellen Betrieb ist besser als 10 %. Die vorliegende Studie verwendet kalibrierte UV-B-Daten am Hohen Peißenberg von 1990 bis 1998.

Die drei Wolkengattungen tiefe, mittelhohe und hohe Wolken, die Bedeckungsgrade (N) der einzelnen Gattungen und die Wolkenhöhen werden seit 1949 routinemäßig dokumentiert. Das Beobachtungsintervall lag bis 1980 bei weniger als drei Stunden, ab 1981 sind dann zu jeder Stunde die Daten verfügbar.

Messungen des Gesamtozons werden außer an der Station Hohenpeißenberg (48° N, 11° E) regelmäßig in Potsdam (52° N, 13° E) seit 1963 gemessen. Da an der Station Würzburg (49° N, 9° E) keine Messungen des Gesamtozons zur Verfügung stehen, wurden die benötigten Tagesmittel in ausreichender Näherung als gewichtete Mittel der Messungen von Hohenpeißenberg und Potsdam bestimmt. Messungen der Globalstrahlung sind von Würzburg als Stunden-summen ab 1957 verfügbar und die diffuse Strahlung ab 1978. Bewölkungsdaten sind in analoger Weise zu Hohenpeißenberg ab 1949 vorhanden.

In dieser Studie wird nicht auf einzelne Wellenlängen des gemessenen UV-Spektrums eingegangen, sondern auf das erythemgewichtete Integral. Zur Untersuchung der langfristigen Entwicklung der UV-Strahlung am Hohen Peißenberg in speziellen Wellenlängen (z.B. 300 nm und 305 nm) sei auf die Arbeiten von Winkler et al. (1998) und Gantner et al. (2000) verwiesen.

Für die Berechnung der erythemgewichteten Strahlung wird das bekannte Erythem-Wirkungsspektrum $E(\lambda)$ nach McKinlay and Diffey (1987) verwendet, welches von der Commission Internationale de la L' Eclairage (CIE) festgelegt wurde:

$$E(\lambda) = \begin{cases} 1,0 & \lambda \leq 298 \text{ nm}, \\ 10^{0,094(298-\lambda)} & 298 \text{ nm} < \lambda \leq 328 \text{ nm} \\ 10^{0,015(139-\lambda)} & 328 \text{ nm} < \lambda \leq 400 \text{ nm}. \end{cases} \quad (2)$$

Das Erythem-Wirkungsspektrum berücksichtigt neben dem UV-B Anteil (bis 315 nm) auch einen nicht zu vernachlässigenden UV-A Anteil des Wellenlängenbereiches 315 bis 400 nm. Dieser wird am Hohen Peißenberg nicht direkt gemessen, kann aber aus der aktuellen normierten Globalstrahlung anteilig als Integralwert bestimmt werden, da in diesem Spektralbereich praktisch keine Ozonabsorption stattfindet. Die Rayleigh-Normierungen der Globalstrahlung und der integralen UV-A Strahlung werden dazu als gleich angenommen:

$$\frac{G}{G_0} = \frac{UVA}{UVA_0}, \quad (3)$$

woraus folgt
$$UVA = UVA_0 \cdot \frac{G}{G_0} \quad (4)$$

Der Wert UVA_0 berechnet sich mit Hilfe der extraterrestrischen spektralen Strahlungsflussdichten im UV-A, die der VDI-Richtlinie 3789 entnommen sind.

3. Methode der UV-Rekonstruktion

In dem nachfolgend beschriebenen Rekonstruktionsverfahren werden die Parameter Ozon, Wolken und Aerosol (Trübung) berücksichtigt. Der UV-Absorptionseffekt des Gesamtozon ($= \Omega$) kann über einen sog. Strahlungsverstärkungsfaktor RAF (= radiation amplification factor) veranschaulicht werden, welcher definiert ist als die prozentuale UV-Zunahme bei 1 %-iger Gesamtozonabnahme (z.B. Madronich, 1993, Booth and Madronich, 1994).

$$UV \sim (\Omega)^{-RAF} \quad (5)$$

Für erythemgewichtete Strahlung beträgt diese Zunahme bei mittleren Ozonwerten und mittleren Sonnenständen etwa 1,1. Das bedeutet, daß langfristige negative Ozontrends durch anthropogene Ozonzerstörung einen um etwa 10 % größeren positiven Trend der erythemgewichteten UV-Strahlung verursachen.

Die Berücksichtigung von Wolken bereitet bei der Bestimmung langfristiger Trends besonders große Schwierigkeiten wegen ihrer starken Variabilität (z. B. Frederick und Erlick, 1995; Lubin and Jensen, 1995; Nunez et al., 1997).

Die im nachfolgend beschriebenen Rekonstruktionsverfahren verwendete Definition der UV-Dosis, die sich aus der Abhängigkeit von Gesamtozon, Wolken und Aerosol ergibt, lautet:

$$\int_0^{h_{\max}} UV_{OZ}(h, \Omega) CMF_{UV}(h) dh \quad (6)$$

Die Einflussgrößen setzen sich aus zwei Faktoren zusammen:

- *Ozoneffekt UV_{OZ}* : Die Bestrahlungsstärke am Erdboden ist bei freier oder nur mit dünnen Wolken verdeckter Sonne und wenig Trübung nur abhängig von der Ozonschichtdicke. Zur Bestimmung des Zusammenhangs zwischen Ozon und UV wird die Methode von Gantner et al. (2000) verwendet.
- *Wolken/Trübungseffekt CMF_{UV}* : Die UV-Bestrahlungsstärke am Erdboden ist bei konstantem Gesamtozon nur abhängig von den Extinktionsprozessen durch Wolken und Aerosol. Es gibt zwar zahlreiche Untersuchungen zum Wolkeneinfluß, jedoch kann keine für alle Orte allgemeingültige Beziehung angegeben werden. Wie unten gezeigt wird, bestimmen wir den Wolken- und Trübungseinfluß eine Korrelation mit Hilfe der normierten Globalstrahlung. Sekundäreffekte werden nicht explizit berücksichtigt.

Die Gültigkeit der beiden wichtigsten Einflussgrößen Ozon und Wolken bezieht sich auf gleiche Sonnenhöhe h und gleiche Höhe über NN. Der Ozoneffekt wird durch den Wert UV_{OZ} (in Wm^{-2}) beschrieben, welcher vom aktuellen Gesamtozongehalt und vom Sonnenstand abhängt. Der Wert wird durch die aktuellen meteorologischen Verhältnisse über die Größe CMF_{UV} modifiziert. Dieser sogenannte Wolkenmodifikationsfaktor (cloud modification factor)

$$CMF_{UV} = \frac{UV_{bewölkt}}{UV_{OZ}} \quad (7)$$

kann Werte zwischen etwa 0,1 und 1,2 annehmen, wobei die meteorologische Beeinflussung der UV-Strahlung meist im Sinne einer Schwächung geschieht ($CMF_{UV} < 1$). Den größten Effekt haben optisch dicke Wolken vor der Sonne, aber auch starke Trübung bei sonst wolkenlosem Himmel führt zu einer deutlichen UV-Reduktion (Köpke, 2000). Eine günstige Konstellation von Sonnenstand und neben der Sonne stehenden (Cumulus-) Wolken kann aufgrund von Reflexionen zu einer kurzfristigen Erhöhung der Strahlung gegenüber dem wolkenfreien Fall führen (Trepte, 2002; Estupinan et al., 1996; Mims und Frederick, 1994).

Die vorliegenden UV-B Messwerte von 1990 - 1998 und die Globalstrahlungswerte zur Bestimmung des UV-A Anteils werden benutzt, um die Korrelationen von Gesamt Ozon und erythemgewichtetem UV und damit die UV_{OZ} -Werte in Abhängigkeit von der Sonnenhöhe h zu berechnen. Es wurden zunächst aus den UV-Halbstundenwerten Stundenmittel gebildet und anschließend solche Stunden ausgewählt, in denen die Strahlung nicht von Wolken geschwächt wurde ($SSD=10/10$) und die Trübung gering war. Als Kriterium für diese Stundenauswahl wurde $G/D > 8$ festgelegt. Damit ist gewährleistet, daß keine oder nur optisch dünne Wolken vor der Sonne sind und wenig Aerosol die Strahlung streut (schwächt). Die Beschränkung auf rein wolkenlose Situationen ergäbe zu geringe Fallzahlen, mit dem genannten Kriterium liegen die Fallhäufigkeiten pro Sonnenhöhenklasse zwischen 24 und 60. Die Berechnungen wurden für Sonnenhöhen ab 20° in 2-Grad Schritten bis 56° , jeweils $\pm 1^\circ$, durchgeführt. Für flachere Sonnenstände wird die Streuung zu groß um noch genügend hohe Korrelationskoeffizienten zu erhalten. Als Regressionsgleichung wird folgende exponentielle Abhängigkeit verwendet:

$$UV_{OZ}(h) = 10^{[a(h)+b(h)\Omega]} \quad (8)$$

wobei Ω die Gesamt ozonkonzentration in Dobson units (DU) bedeutet,
 a und b sind Konstanten, die aus der Korrelation ermittelt werden.

Die Korrelationen sind für einige Sonnenhöhen in Abb. 2 dargestellt. Der Wert des Korrelationskoeffizienten nimmt mit steilerem Sonnenstand zu (Tab. 1). Die Korrelationen sind nicht perfekt, sondern man erkennt noch Wetterabhängigkeiten, die wahrscheinlich mit Einflüssen durch unterschiedliche Boden albedo, von zwar vorhandenen, aber die Sonne nicht direkt verdeckenden Wolken und zu einem geringen Grad auch von der Vertikalverteilung des Ozons zusammenhängen. Dadurch kommt es zu etwas andersartiger Sekundärstreuung der Photonen, die dann eine jeweils unterschiedliche Absorption längs des Streupfades erfahren.

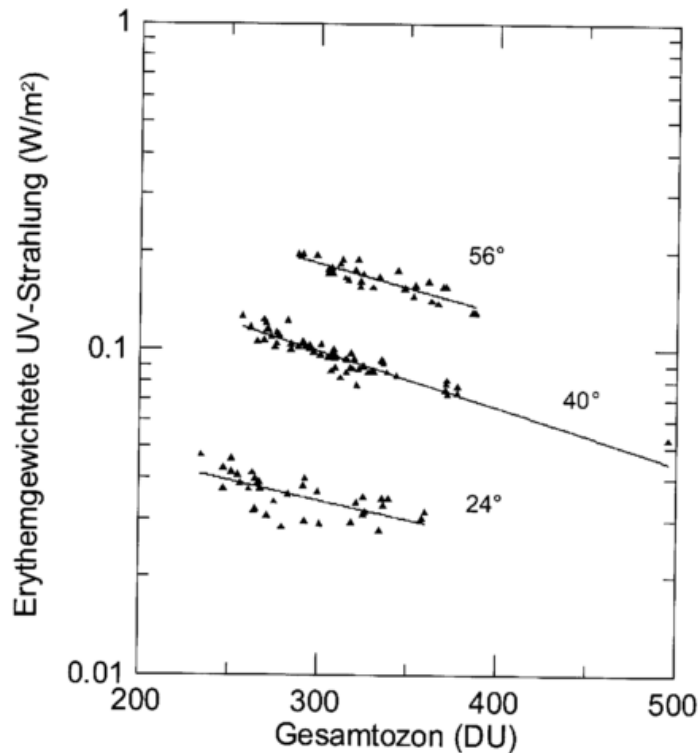


Abb. 2: Erythemgewichtete UV-Strahlung als Funktion des Gesamtozongehalts bei drei verschiedenen Sonnenhöhen. Die atmosphärischen Bedingungen entsprechen Sonnenschein (SSD=10/10) und geringe Trübung ($G/D > 8$).

Tab. 1: Regressionskoeffizienten a , b und Bestimmtheitsmaß r^2 sowie Anzahl der Werte n für Gleichung (8) in Abhängigkeit von der Sonnenhöhe. Die Werte gelten für Sonnenschein und sehr geringe Trübung.

$h (\pm 1^\circ)$	a	b	r^2	n
20	1,266	0,0011	0,36	35
24	1,108	0,0012	0,44	35
28	0,899	0,0014	0,60	60
32	0,854	0,0012	0,42	54
36	0,629	0,0016	0,75	48
40	0,458	0,0018	0,85	60
44	0,498	0,0014	0,79	35
48	0,347	0,0017	0,82	37
52	0,227	0,0019	0,58	50
56	0,291	0,0015	0,75	29

Ein ähnliches Verfahren zur Rekonstruktion von UV-Tagesdosen wurde von Eerme et al. (2002) entwickelt, um daraus Mittel des Sommerhalbjahres zu rekonstruieren. Dabei wird CMF_{UV} noch weiter aufgespalten in einen Trübungs- und einen Wolkenanteil. Die Bestimmung des Trübungsanteil über die Globalstrahlung bzw. das Verhältnis D/G wird als relativ unsicher angegeben und der Wert variiert wenig um 1 ($\pm 0,1$). Der Wolkenanteil wird von Eerme et al. (2002) aus der mittleren täglichen Sonnenscheindauer (SSD) parametrisiert, deren Länge indirekt auf den Bedeckungsgrad und die optische Dicke der Wolken schließen läßt.

Der in dieser Arbeit vorgestellte Ansatz behandelt die Schwächung der UV-Strahlung durch Bewölkung und Trübung in einer kombinierten Weise und bestimmt das geschwächte UV aus dem Verhältnis von erythemgewichteter UV-Strahlung zu normierter Globalstrahlung. So kann die gesamte Strahlungsextinktion in der Atmosphäre mit einer einzigen gemessenen Größe quantifiziert werden. Der große Vorteil dieser Vorgehensweise ist, daß die auf langen Messreihen beruhende Größe G/G_0 die tatsächlichen Wolkenverhältnisse und Aerosolverteilung realistisch erfaßt. Diese Messgröße ist unabhängig von Schätzungen des Wolkenbedeckungsgrades und der Sonnenscheindauer SSD, denn diese Größen geben selber keine Auskunft darüber, wo am Himmel die Wolken stehen, wie deren Vertikalverteilung aussieht, ob sie kurzzeitig vor der Sonne stehen oder daneben. Selbst bei wolkenfreiem Himmel beschreibt G/G_0 das Ausmaß der vorhandenen Aerosolextinktion.

Um den Wolken- und Trübungseinfluß auf das UV-B zu bestimmen, wurde folgende Vorgehensweise gewählt: Die gemessene Globalstrahlung wird normiert und in Klassen eingeteilt. In jeder Klasse wird bei fester Sonnenhöhe die Modifikation der erythemgewichteten UV-Strahlung relativ zum wolkenlosen Fall monatsweise ermittelt. Der benötigte „wolkenfreie“ UV-Wert UV_{OZ} wird aus dem aktuellen Ozonwert über die beschriebenen Korrelationen berechnet. Anschließend wird in jeder G/G_0 -Klasse über die Monate - gewichtet mit der Anzahl der Fälle pro Klasse G/G_0 - gemittelt und eine Regressionsgleichung 2. Ordnung bestimmt, die den Wert CMF_{UV} für eine Sonnenhöhe $h \pm 2^\circ$ liefert:

$$CMF_{UV}(h) = c_0 + c_1 \frac{G}{G_0} + c_2 \left(\frac{G}{G_0} \right)^2 \quad (9)$$

Die Größen c_0 , c_1 , c_2 sind die Regressionsparameter und hängen geringfügig von der Sonnenhöhe h ab (Tab. 2).

Tab. 2: Regressionskoeffizienten c_0 , c_1 , c_2 für Gleichung (9) sowie Fallzahlen n für Sonnenhöhen im Bereich 20° - 56° jeweils $\pm 2^\circ$

$h (\pm 2^\circ)$	c_0	c_1	c_2	n
20	0,124	1,177	0,116	2869
24	0,117	1,281	0,247	1642
28	0,012	1,868	0,805	1650
32	0,074	1,347	0,293	2013
36	0,033	1,531	0,420	1283
40	0,018	1,565	0,450	1875
44	0,008	1,473	0,397	1129
48	0,021	1,482	0,336	1183
52	0,003	1,502	0,370	1265
56	0,027	1,373	0,251	879

Der Wert CMF_{UV} zeigt hier eine nahezu lineare Abhängigkeit von der normierten Globalstrahlung (Abb. 3). Die relative Schwächung ist leicht abhängig von der Sonnenhöhe, was

nicht weiter verwunderlich ist, da der Weg der Photonen durch die Atmosphäre mit abnehmender Sonnenhöhe länger wird. Dies gilt aber nur für die ungestreute Strahlung. Wegen des hohen diffusen Anteil gestreuter Photonen ist der Effekt aber nicht linear, da gestreute Photonen einen kürzeren Weg durch die Ozonschicht nehmen können und weniger absorbiert werden (sog. Umkehr-effekt). So fällt in Abb. 3 die UV-Schwächung für flache Sonne geringer aus, da der gestreute Strahlungsanteil bei Wolken und hoher Trübung aufgrund des längeren Gangs durch die Atmosphäre einen wesentlichen größeren Beitrag liefert als bei steiler Sonne. Dies wird auch von andern Autoren bestätigt (Michelangeli et al., 1992; Davies, 1993). Ob ein solcher Umkehr-ähnlicher Effekt in Abb. 3 bei Bewölkung vorliegt, kann aus dem vorliegenden Datenmaterial allerdings nicht abgeleitet werden, denn die Unterschiede für verschiedene Sonnenhöhen sind relativ gering. Bei nahezu wolkenfreien Bedingungen ($CMF_{UV} \approx 1$) wird dieser Unterschied (bei verschiedenen Sonnenhöhen) minimal.

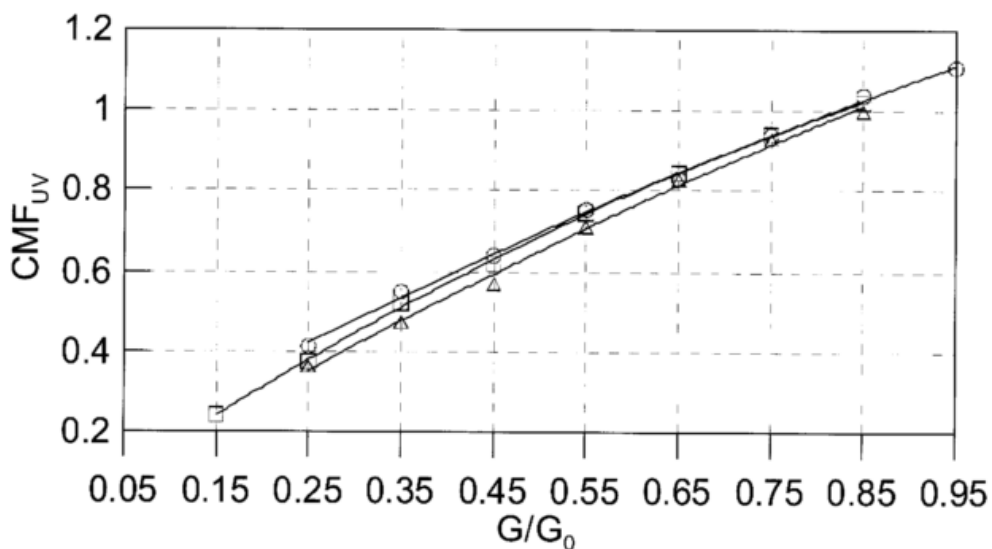


Abb. 3: Mittlere Modifikation der erythemgewichteten UV-Strahlung (CMF_{UV}) im Vergleich zum wolkenlosen Fall in G/G_0 -Klassen der Breite 0,1 für verschiedene Sonnenhöhen: 24° (○), 40° (□), 56° (Δ). Regressionskurven nach Gleichung 9.

Für die Berechnung der UV-Dosis am Hohenpeißenberg gemäß Gleichung (6) werden alle Stunden verwendet mit Sonnenhöhen von 10° bis $h_{max} \approx 65^\circ$. Diese Erweiterung der für die Regression verwendeten Sonnenhöhen 20° -56° benötigt ein Inter- bzw. Extrapolationsverfahren, das aus den h -Stützwerten, dem G/G_0 -Wert und dem Gesamt Ozon der bestimmten Stunde für beliebige Sonnenhöhen den CMF_{UV} bestimmt. Diese Methode der Extrapolation ist zuverlässiger für Sonnenhöhen unter 18° (d.h. 20° - 2°) bzw. über 58° (d.h. 56° + 2) als die Verwendung weiterer Stützstellen mit kleinen Regressionskoeffizienten in Gleichungen (8) und (9). Die Extrapolation geschieht durch Approximation der Werte von c_0, c_1, c_2 aus Tabelle 2 mittels einer Formel und Bestimmung der Werte für weitere Sonnenhöhen anhand dieser Formeln.

Auch andere Autoren haben versucht, den Wolkeneinfluß auf die Schwächung der UV-Strahlung durch einen Wolkenmodifikationsfaktor zu bestimmen (Bais et al., 1993; Estupinan et al., 1996; Thiel, 1999; Schwander et al., 2002) jedoch wurde eine Parametrisierung aus Wolkenart und Bedeckungsgrad oder aus der Sonnenscheindauer (Eerme et al., 2002) vorgenommen, was zwangsläufig zu einer stärkeren Streuung führt.

Es sei angemerkt, daß die Rückführung des Faktors CFM_{UV} auf die normierte Globalstrahlung mehrere Effekte implizit behandelt:

- Die Streuprozesse an Wolkentropfen und Aerosol werden nicht unterschiedlich behandelt.
- Bei wolkenfreiem Himmel aber Vorhandensein von viel Aerosol kann über die Schwächung des gemessenen G gegenüber G_0 das Aerosol qualitativ berücksichtigt werden.
- Absorption von Strahlung durch Aerosolpartikeln oder Wolkentropfen wird allerdings nicht berücksichtigt.

Dadurch können sonst bestehende Probleme vermieden werden, die vom unbekanntem Standort der Wolken am Himmel oder von der Unkenntnis, ob bei wolkenfreiem Himmel ein starker Aerosoleinfluß vorhanden war, herrühren (Frederick and Erlick, 1995; Lubin and Jensen, 1995; Erme et al., 2002). Das Verfahren wurde nicht für einzelne Wellenlängen erprobt sondern nur für integrale UV-Werte und Stundenmittel. Manche wellenlängenabhängigen Effekte (z. B. Seckmeyer et al., 1996; Mayer et al., 1998) treten daher nicht so stark in Erscheinung.

Aufgrund fehlender UV-Messungen in Würzburg werden die aus Hohenpeißenberger Datensätzen bestimmten Gleichungen für $UV_{OZ}(h, \Omega)$ und $CMF_{UV}(h)$ für diese Station übernommen. Sensitivitätsrechnungen mit dem Strahlungstransfermodell STAR (Ruggaber et al., 1994) haben gezeigt, daß die UV-Bestrahlungsstärke bei klarem Himmel und sehr geringer Trübung praktisch unabhängig von der Höhendifferenz der Stationen Würzburg (259 m ü. NN) und Hohenpeißenberg (990 m ü. NN) ist. Deshalb wird zur Berechnung von UV_{OZ} Gleichung (8) mit den für Würzburg ermittelten Werten des Gesamtzons Ω (gewichtete Mittel aus den Stationen Potsdam und Hohenpeißenberg) verwendet. Ebenso werden die Abhängigkeiten des CMF_{UV} von G/G_0 bei beiden Stationen als gleich angenommen, so dass Gleichung (9) mit den Würzburger Globalstrahlungswerten die CMF_{UV} für Würzburg liefert. Der UV-A Anteil wird für Würzburg nach Gleichung (4) ermittelt.

4. Vergleich mit Messungen

4.1 UV-Routinemessungen 1990 - 1998

Die Ergebnisse des beschriebenen UV-Rekonstruktionsverfahrens werden mit den direkt gemessenen UV-Werten am Hohen Peißenberg für die Periode 1990 - 1998 verglichen, obwohl dieses kein unabhängiger Vergleich sein kann. Da jedoch die Messungen zur Bestimmung der Koeffizienten in den Gleichungen (8) und (9) verwendet wurden, geben Abweichungen bei bestimmten Situationen Hinweise auf wichtige Prozesse, die im Verfahren nicht berücksichtigt sind. Nur wenn das Verfahren in der Lage ist die gemessene Strahlung bei den gegebenen meteorologischen Bedingungen innerhalb bestimmter Fehlergrenzen zu reproduzieren, kann es zur Rekonstruktion vergangener Perioden verwendet werden. Messwert (Stundenmittel) und rekonstruierter Wert werden dazu in einem Streudiagramm für diskrete Sonnenhöhen dargestellt und als Kriterium der Übereinstimmung das Bestimmtheitsmaß (linearer Zusammenhang) und die Steigung der Regressionsgeraden (systematische Abweichung) herangezogen. Abb. (4) zeigt die gemessenen und berechneten erythemgewichteten Bestrahlungsstärken beispielhaft für drei Sonnenhöhen. Bei der relativ flachen Sonnenhöhe von 24° ist eine deutliche systematische Abweichung in Richtung zu kleiner berechneter Werte zu erkennen. Das gilt besonders für die beobachteten Höchstwerte. Wahrscheinliche Ursachen hierfür sind:

- *Durchbrochene Bewölkung*; Die für die Berechnung von CMF_{UV} verwendete Globalstrahlung ist ein Stundenmittelwert und charakterisiert deshalb auch nur eine mittlere Bewölkungssituation innerhalb dieses Intervalls. Die Bewölkung kann zu den Zeitpunkten der UV-Messung (zwei pro Stunde) anders gewesen sein als im Stundenmittel, was zu höherer gemessener Strahlung im Vergleich zum Modell führt, wenn gerade während einer Wolkenlücke gemessen wurde. Reflexionen an Wolkenrändern können ebenfalls einen solchen Effekt auslösen (z.B. Nack and Green, 1974; Mims und Frederick, 1994).
- *Bodenalbedo*; Schneebedeckter Boden bewirkt durch seine hohe Albedo ($\sim 0,7$ im UV) eine Mehrfachstreuung der Strahlung zwischen Erdboden und Wolken bzw. atmosphärischem Aerosol, was eine Strahlungsüberhöhung zur Folge hat (Fioletov und Evans, 1997; Schwander et al., 1997). Das hier benutzte Verfahren kann diese Fälle nicht explizit berechnen. Die verwendeten Mittelwerte führen zu einer Unterschätzung der UV-Bestrahlungsstärke.
- *Wolkenloser Himmel und relativ starke Trübung*; Der mittlere Ozoneffekt für eine Sonnenhöhe wird im Modell überschätzt wenn in bestimmten Situationen, besonders bei flacher Sonne die Strahlung stark gestreut wird (Davies, 1993; Michelangeli et al., 1992, Mateer et al., 1996). Damit wird bei der aktuellen Gesamtozonkonzentration die Strahlungsabsorption zu hoch und der UV_{OZ} -Wert dementsprechend zu klein berechnet. (Reuder und Schwander, 1999).

Es ist nicht unmittelbar ersichtlich, weshalb eine Überhöhung der rekonstruierten UV-Strahlung besonders bei niedrigen Sonnenständen und gleichzeitig hoher UV-Intensität auftritt. Sollte durchbrochene Bewölkung oder starke Trübung bei wolkenlosem Himmel verantwortlich sein, dann sollte der Effekt auch bei andern Sonnenwinkeln auftreten, was aber nicht der Fall ist. Es scheint daher am wahrscheinlichsten, daß schneebedeckter Boden (nicht nur auf dem Hohen Peißenberg sondern in einem größeren Umfeld) die Ursache für die Unterschätzung bei der Rekonstruktion ist. Denkbar ist auch eine Kombination der drei Effekte (Trepte, 2002).

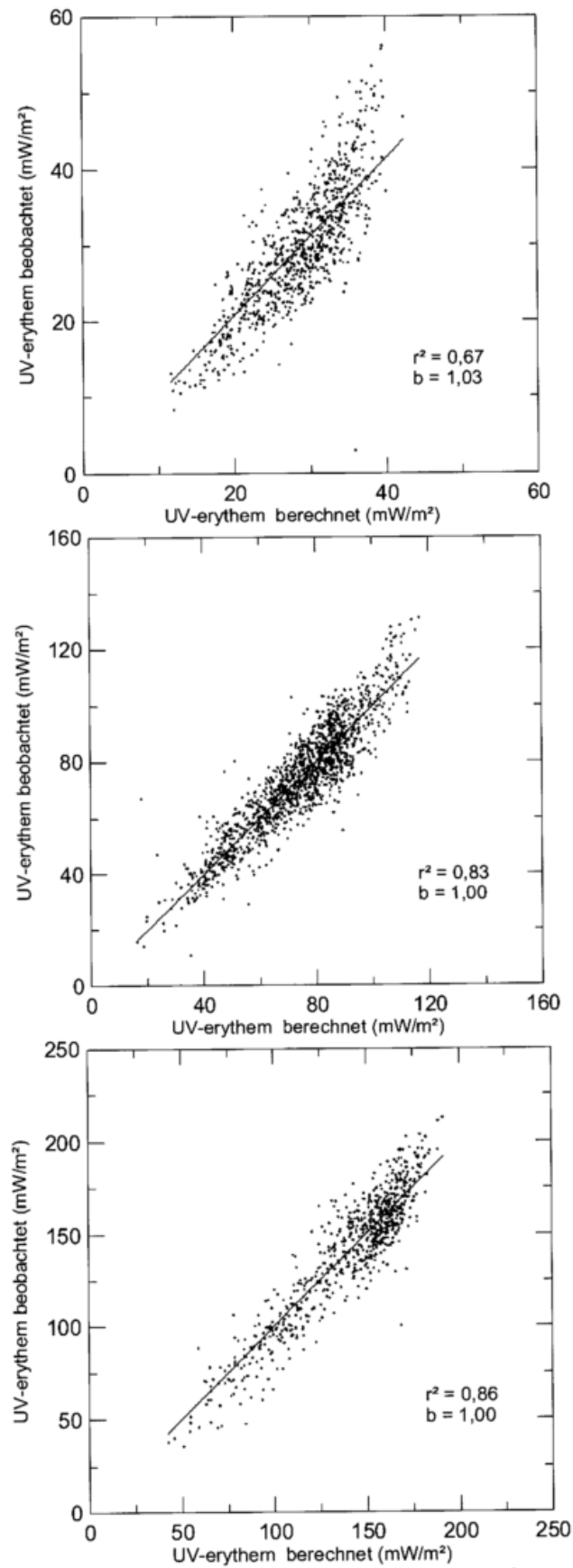


Abb. 4: Korrelation der berechneten und gemessenen erythemgewichteten UV-Strahlung 1990-98 sowie Bestimmtheitsmaß r^2 und Steigung b der Regressionsgeraden $y = bx$. Sonnenhöhen ($\pm 2^\circ$): 24° (oben), 40° (Mitte) und 56° (unten).

Die Auswertung sämtlicher Stunden der Monate März bis Oktober (1990 – 1998) ist in den Abb. 5a (Hohenpeißenberg) und Abb. 5b (Würzburg) gezeigt. Hierfür wurde jeweils eine mittlere Sonnenhöhe für die Stunde bestimmt und hierfür die UV-Strahlung mit Hilfe einer quadratischen Interpolation zwischen den vorab ermittelten Stützstellen (vgl. Tab. 2) berechnet. 97 % der beobachteten Varianz kann im Mittel über diese Sonnenhöhen mit dem Modell erklärt werden, die oben beschriebenen Ursachen, die zu großen Abweichungen führen, treten offenbar nicht allzu häufig auf oder die Wirkung ist nicht allzu groß in den betrachteten Monaten.

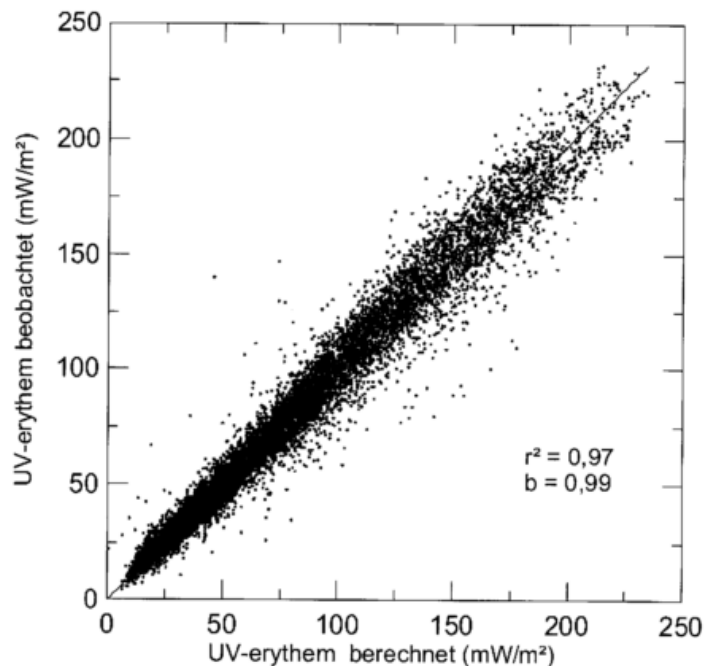


Abb. 5a: Korrelation der berechneten und gemessenen erythemgewichteten UV-Strahlung für Hohenpeißenberg 1990-98 sowie Bestimmtheitsmaß r^2 und Steigung b der Regressionsgeraden $y = bx$. Alle Stunden mit Sonnenhöhen größer 18° der Monate März bis Oktober des Zeitraums 1990 – 1998 sind dargestellt.

Das Bestimmtheitsmaß von 97 % für Hohenpeißenberg bedeutet, daß auch bei stark wechselnden Bewölkungsverhältnissen von Jahr zu Jahr der Zeitverlauf der UV-Strahlung relativ verläßlich rekonstruiert werden kann. Damit sind Trends gut gesichert, auch wenn die Variabilität der UV-Strahlung von Jahr zu Jahr hoch oder gar größer ist, als der Trend selbst. Diese Variabilität von Jahr zu Jahr ist nicht durch Unzulänglichkeiten des Rekonstruktionsverfahrens bedingt, sondern durch die realen meteorologischen Verhältnisse.

Für die Station Würzburg, konnten die UV Messung (auf dem Universitätsgelände) und die Messung der Globalstrahlung (an der Wetterstation) nur in einem Abstand von einigen km erfolgen. Dennoch wurde ein Bestimmtheitsmaß von 95 % erreicht, auch wenn die Bewölkungssituation für beide Meßgeräte nicht identisch war. Das hohe Bestimmtheitsmaß bedeutet auch, daß die für Würzburg interpolierten Werte des Gesamtozons recht gut dem wahren Wert entsprechen.

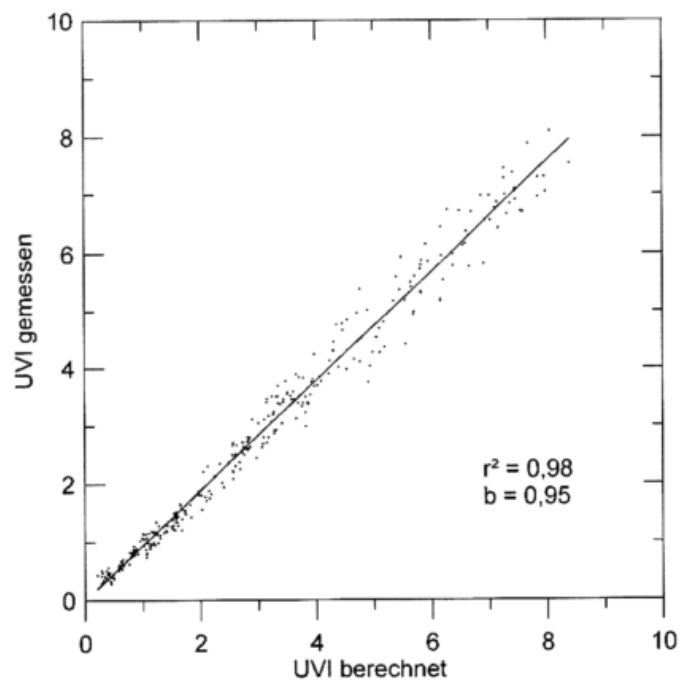


Abb. 5b: Korrelation der berechneten und gemessenen erythemgewichteten UV-Strahlung für Würzburg 2002 sowie Bestimmtheitsmaß r^2 und Steigung b der Regressionsgeraden $y = bx$. Alle Stunden mit Sonnenhöhen größer 18° der Monate April bis Juli 2002 sind dargestellt.

4.2 Intensivmessung Juli 2002

In den Sommermonaten 2002 führte eine Arbeitsgruppe des Instituts für Arbeits- und Umweltmedizin der Universität München zeitlich hochauflösende Messungen der integralen UV-Strahlung auf dem Hohen Peißenberg durch. Dazu wurde ein Breitband-Radiometer (Fa. Kipp & Zonen) verwendet, welches als Messgröße die erythemgewichtete Strahlung auf die horizontale Fläche direkt liefert. Aus den gemessenen Ein-Sekundenwerten wurden für den Vergleich mit dem UV-Modell Ein-Minutenmittel gebildet. Im Modell sind entsprechend die originalen Routinemesswerte der Globalstrahlung (Ein-Minutenwerte) sowie Einzelstundenwerte oder ersatzweise Tagesmittel der Gesamtozonkonzentration am Hohen Peißenberg verwendet worden.

Dieser Vergleich stellt gegenüber dem ersten Test (Abschnitt 4.1) eine unabhängige Prüfung des Rekonstruktionsverfahrens dar, da das UV-Gerät unabhängig kalibriert und nicht zur Bestimmung der im Rekonstruktionsverfahren verwendeten Korrelationen herangezogen wurde.

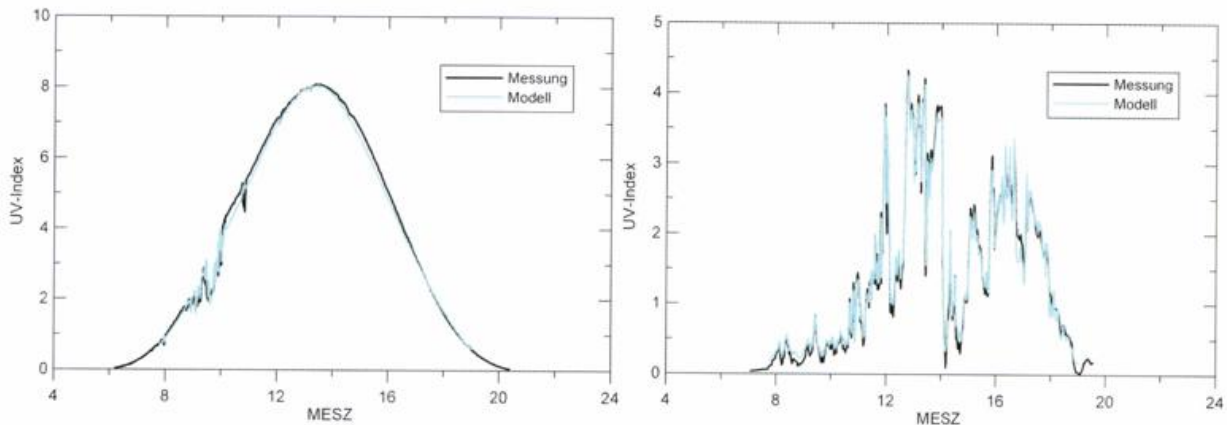


Abb. 6: Tagesgang des UV-Index (UVI) am 28.7.2002 bei nahezu wolkenlosem Himmel (links) und am 25.7.2002 bei wechselnder Bewölkung (rechts). Vergleich der Ein-Minutenwerte nach dem Rekonstruktions-Modell mit denen der Messungen (Oppenrieder, 2002, persönliche Mitteilung).

Als Vergleichsmaß wird der UV-Index (UVI) berechnet, der sich aus der Multiplikation der Strahlungswerte mit dem Faktor $40 \text{ (W}^{-1}/\text{m}^2)$ ergibt. Der UVI erreicht am Hohen Peißenberg im Sommer Spitzenwerte von 8 bis 9, das entspricht der erythemwirksamen Bestrahlungsstärke von $280 - 320 \text{ mWm}^{-2}$. Ein Strahlungstag mit hohem maximalem UVI und ein Tag mit häufig wechselnder Bewölkung und relativ niedrigem UVI wurden ausgesucht, um das Modell zu verifizieren (Abb. 6). In beiden Fällen ist die Übereinstimmung mit den Messungen sehr gut. Die jeweiligen Tagesspitzenwerte werden vom Modell genau wiedergegeben. Am 28.7. beträgt die erklärte Varianz 99 %. Etwas größere relative Abweichungen ergeben sich am 25.7. bei Bewölkung und niedrigem Sonnenstand. Auch die Verwendung von Gesamtozon-Tagesmitteln während Zeiten mit verdeckter Sonne (keine Ozonmessung) führt zu Unterschieden. Diese können an Tagen mit großen Gesamtozonschwankungen oder an Tagen, an denen für den Ozonmittelwert zwischen dem Vor- und Folgetag interpoliert werden mußte, bis $\pm 60 \%$ betragen. Der Vergleich zeigt, daß solch hohe Abweichungen fast nur bei Verdeckung der Sonne mit optische dicken Wolken auftreten. Bezüglich einer UV-Strahlungsbelastung des Menschen sind diese Fälle aber aufgrund des kleinen UVI weniger kritisch.

Das UV-Modell ist also in der Lage, auch auf Minutenbasis realistische UV-Bestrahlungen bzw. UV-Indizes zu berechnen. Besonders die im vorherigen Abschnitt beschriebene durchbrochene Bewölkung als Ursache für große Unterschiede gemessener und rekonstruierter UV-Werte auf Stundenbasis erweist sich bei entsprechenden Eingangsdaten G/G_0 als keine prinzipielle Fehlerursache für das Rekonstruktionsmodell. Rasch wechselnde Bewölkung wird durch die parallele Änderung der Globalstrahlung vom Modell nahezu vollständig beschrieben.

5. Langfristige Veränderungen meteorologischer Parameter mit Bezug zur UV-Strahlung

In diesem Abschnitt werden langfristige Veränderungen der Haupteinflussgrößen untersucht, insbesondere auch Jahreszeitenabhängigkeiten von eventuellen Trends sowie etwaige Kopplungen zwischen UV-beeinflussenden Parametern. Beispiele solcher Kopplungen sind:

- Die Erhöhung der Tropopause führt zu einem dynamisch bedingtem Ozonverlust, gleichzeitig wird aber die Bildung von Cirren begünstigt.
- Vulkanausbrüche zerstören zusätzlich Ozon, gleichzeitig sinkt aber die Tropopause ab (Santer et al., 2003), weshalb dynamisch mehr Ozon vorhanden ist.
- Aerosolschichten in der Atmosphäre können zur verstärkten Absorption von UV führen, gleichzeitige Streuung kann aber bewirken, daß die Extinktion insgesamt abnimmt, wenn auf dem Streupfad die Absorption geringer ist als auf dem direkten Pfad. Nach Tsitas und Yung (1996) kann dieser Effekt bei Wellenlängen zwischen 300 und 307 nm eine Verstärkung um den Faktor 2,2 am Boden gegenüber der dunstfreien Atmosphäre ausmachen.

Die gegenläufigen Effekte müssen jedoch nicht zu allen Jahreszeiten gleich wirksam sein, da verschiedene Größen der Atmosphäre (Wasserdampfgehalt, Entfernung von stratosphärischem Aerosol) von anderweitigen Vorgängen oder Parametern beeinflusst werden wie der Wasserdampfgehalt von der Temperatur und der Luftmassenart oder das stratosphärische Aerosol von der Häufigkeit von Tropopausenfaltungen oder der Gas-Partikel-Bildung von Schwefelsäuretröpfchen aus SO_2 .

Soweit sich derartige Effekte nachweisen lassen, sind sie in den nachfolgenden Abschnitten dargestellt.

5.1 Globalstrahlung

Anhand der langen Beobachtungsreihen der normierten Globalstrahlung G/G_0 soll untersucht werden, in welcher Weise sich daraus Veränderungen der mittleren Bewölkungsverhältnisse langfristig verändert haben. Da einzelne Jahre sehr individuell ausfallen, wird der gesamte Beobachtungszeitraum in zwei Perioden von 23 bzw. 24 Jahren geteilt und mittlere Veränderungen zwischen beiden Perioden berechnet. Zu bedenken ist, daß im Frequenzbereich der Globalstrahlung auch Wasserdampfbanden vorhanden sind. Daher kann auch ein steigender Wasserdampfgehalt der Atmosphäre, der wegen der Klimaerwärmung zu erwarten ist, in G/G_0 zu einem Trend führen, ohne daß eine Bewölkungsänderung erforderlich ist.

Der reine Wasserdampftrend wurde untersucht für Stunden, in denen die Sonne nicht verdeckt war (Trepte u. Winkler, 2000). Es zeigt sich, daß nur 4% des Gesamttrends in 50 Jahren damit erklärt werden können.

Die Abbildung 7 zeigt die mittleren Jahresverläufe der normierten Globalstrahlung G/G_0 der beiden Halbperioden 1953 - 1976 und 1977 - 2001, die quasi die mittleren Zustände früher und heute am Hohenpeißenberg repräsentieren. Der beobachtete langfristige Rückgang (Abb. 7) ist auch bei Liepert und Kukla (1997) sowie Trepte und Winkler (2002) dokumentiert. Die Gründe sind in Veränderungen der Bewölkung und Trübung zu suchen (s.u.). Die Hauptveränderung ist im Winterhalbjahr festzustellen während im Sommerhalbjahr geringe Veränderungen aufgetreten sind. Die Auswirkung der Globalstrahlungsvariationen auf die UV-Dosis wird in Kapitel 6 untersucht.

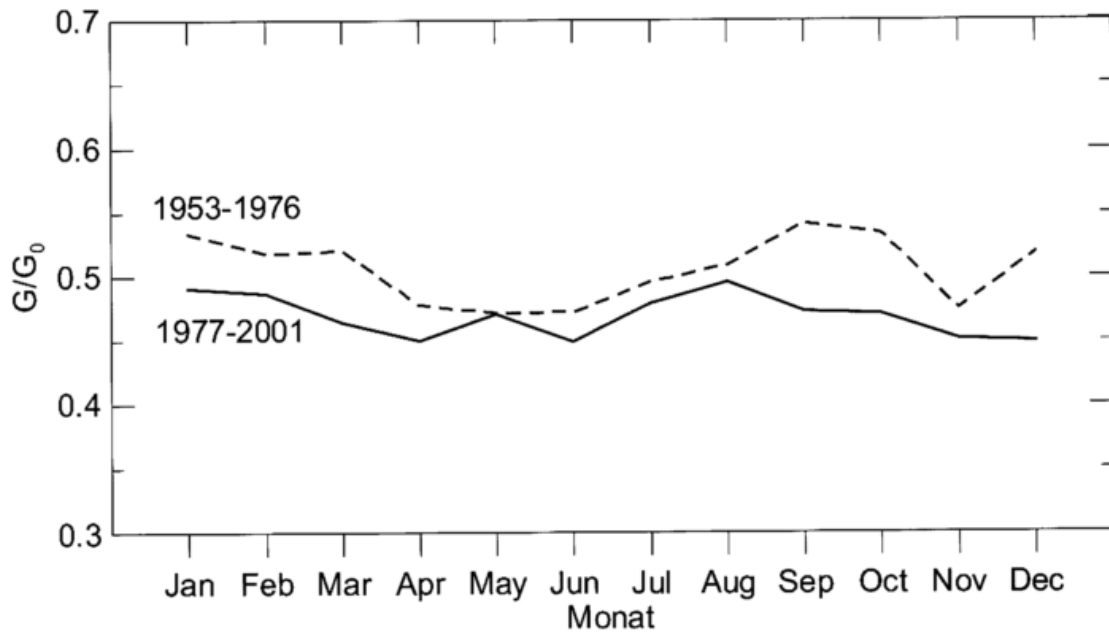


Abb. 7: Normierte Globalstrahlung in mittleren Jahresgängen der Zeiträume 1953 - 1976 und 1977 - 2001 für Sonnenhöhen größer 10° . Für den beobachteten Rückgang sind die starke Zunahme von Cirrusbewölkung, die Zunahme der optischen Dicke der Wolken und des Wasserdampfgehalts der Atmosphäre verantwortlich.

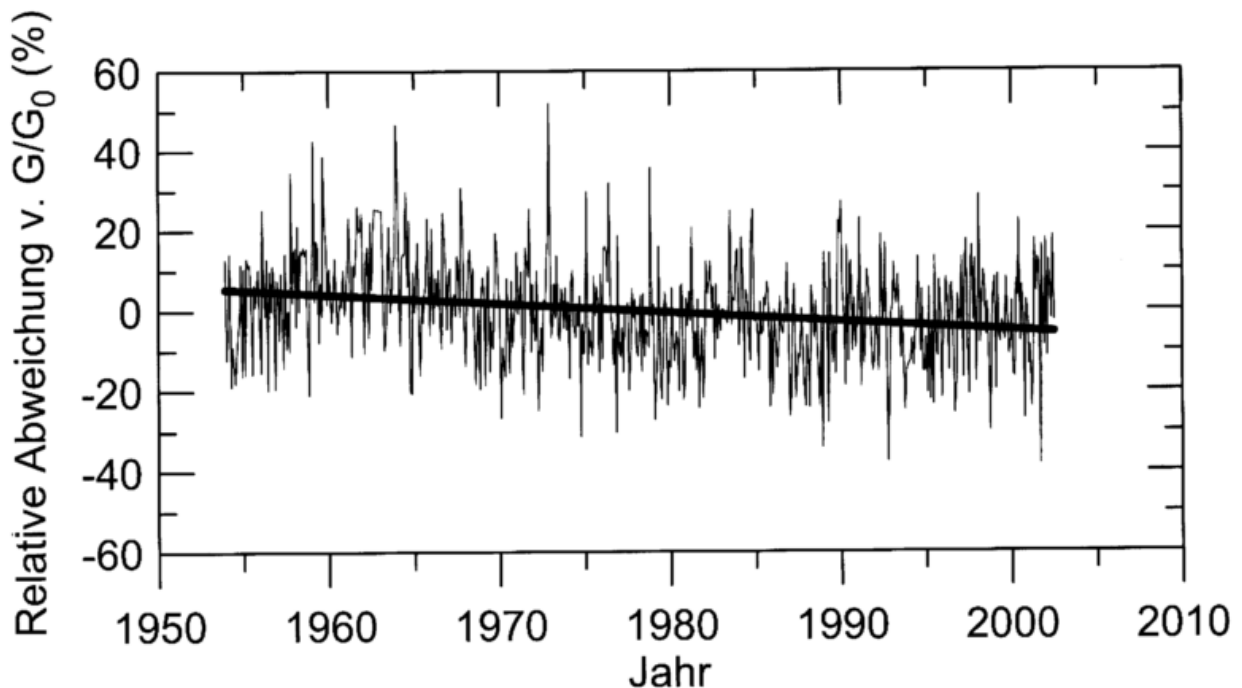


Abb. 8: Verlauf der monatlichen Abweichungen der normierten Globalstrahlung vom langjährigen Mittel am Hohenpeißenberg für Sonnenhöhen größer 10° und Verlauf des Trends. Der Rückgang von 1953 bis 2002 beträgt $-2,3\%$ pro Dekade.

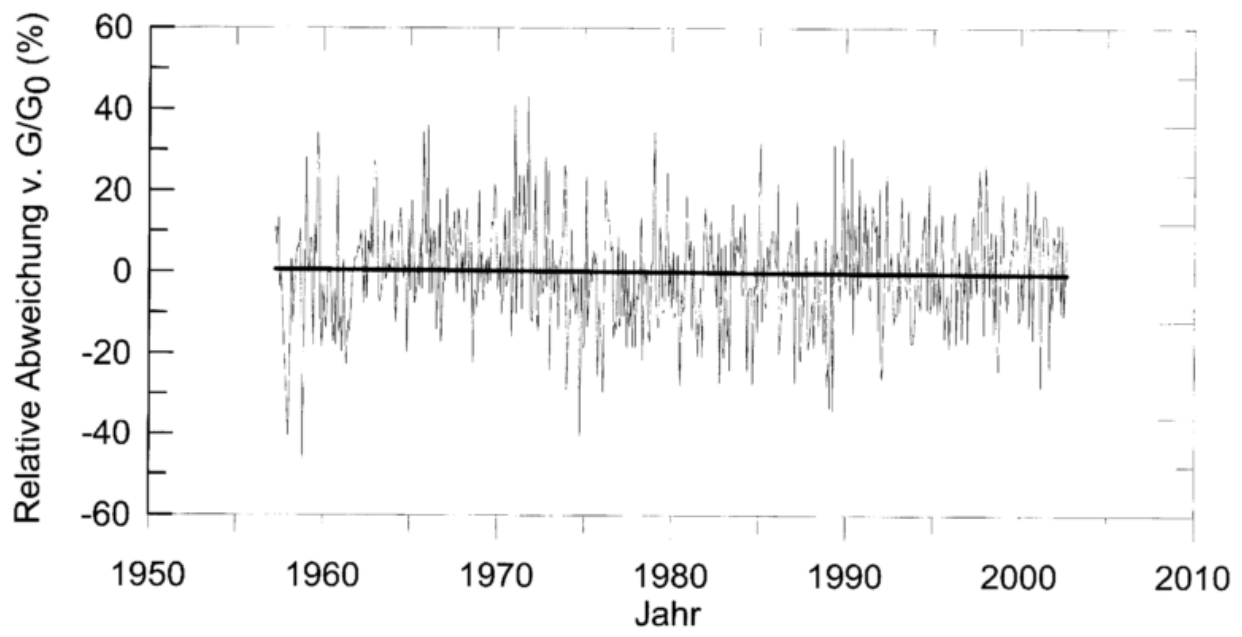


Abb. 9: Wie Abb. 8 für Würzburg 1957 bis 2002

5.2 Bewölkung

Wolken führen in der Regel zu einer Abnahme der UV-Strahlung am Boden, der Effekt ist jedoch wegen der Vielgestaltigkeit der Bewölkung sehr variabel und er hängt stark vom Bedeckungsgrad, der Wolkenart und -gestalt, der Tropfengrößenverteilung in der Wolke, der Phase (Wassertröpfchen oder Eiskristalle) und dem Vorhandensein absorbierender Substanzen in den Tropfen oder im interstitiellen Aerosol ab (Mayer et al., 1998). Bei durchbrochener Bewölkung kann es sogar zu einer Verstärkung der UV-Strahlung durch Reflexion an Wolkenrändern kommen (Mims und Frederick, 1994; Schafer et al., 1996)). Regionale Klimaänderungen können auch zu langfristigen Veränderungen der Wolkenbedeckung und des Wolkentyps führen: so stellen Stanhill und Cohen (2000) z.B. eine weitverbreitete Abnahme der Globalstrahlung fest. Von den möglichen Ursachen: erhöhte Gasabsorption in der Atmosphäre, Anstieg des Wasserdampfgehaltes, Aerosole oder Wolken identifizierten sie besonders Wolkenveränderungen als Hauptursache für den beobachteten Effekt.

Auch wenn in dieser Arbeit Wellenlängenabhängigkeiten nicht untersucht werden, sei auf wellenlängenabhängige Einflüsse von Wolken im UV hingewiesen. Im UV-A Bereich verstärken Wolken etwas die Transmission zu kurzen Wellenlängen hin, da Mehrfachreflexionen zwischen Wolkentropfen und Luftmolekülen auftreten (Nack and Green, 1974; Seckmeyer et al., 1996; Chubarova et al., 1997. Im UV-B Bereich führen verlängerte Photonenwege in der Wolke zu verstärkter Absorption durch das troposphärische Ozon, weshalb die effektive Transmission stark zurückgeht (Frederick and Lubin, 1988; Mayer et al., 1998).

Veränderungen der Bewölkung (Bedeckungsgrad oder optische Dicke) können sich besonders in der Höhe der UV-Strahlungsdosis auswirken. Aber auch die Häufigkeit von UV-Spitzenereignissen (z.B. im Mai/Juni) wird von der Wetterlage und damit von der Wolkenbedeckung bestimmt.

Schon frühere Auswertungen (Winkler et al., 1998) zeigen eine starke relative Häufigkeitszunahme von Cirrusbewölkung seit 1953 (Abb. 10), die sich signifikant von Veränderungen bei anderen Bewölkungsarten abhebt. Diese Zunahme ist mitverantwortlich für den Rückgang der normierten Globalstrahlung (Trepte und Winkler, 2002). Es wird vermutet, daß die Zunahme der Cirrushäufigkeit mit einem Anstieg der Tropopause und deren Abkühlung (Claude und Köhler, 1995; Steinbrecht et al., 1998) verbunden ist. An einer kälteren Tropopause ist bei gleichem Wasserdampfgehalt die Wahrscheinlichkeit für die Eisübersättigung und damit die Cirrusbildung höher, worauf in dem konzeptionellen Modell in Abb. 1 bereits hingewiesen wurde. Dieses könnte auch ein Indiz einer möglichen regionalen Klimaänderung sein. Auf die Zusammenhänge zwischen Cirrushäufigkeit und Tropopausenhöhe wird weiter unten eingegangen.

Inzwischen liegen auch Nachweise vor, daß Cirren zu einer Chloraktivierung führen, d.h. daß dadurch Ozon zusätzlich abgebaut werden kann (Simpson et al., 2003). Ob dieser Effekt von globaler Bedeutung, d.h. auch für das UV relevant ist, bleibt noch zu bestätigen. Es handelt sich auch hier um einen gewissen Kompensationsmechanismus, da Cirren einerseits Ozon abbauen können und damit einen Anstieg des UV bewirken, andererseits dämpfen sie aber auch die UV Strahlung.

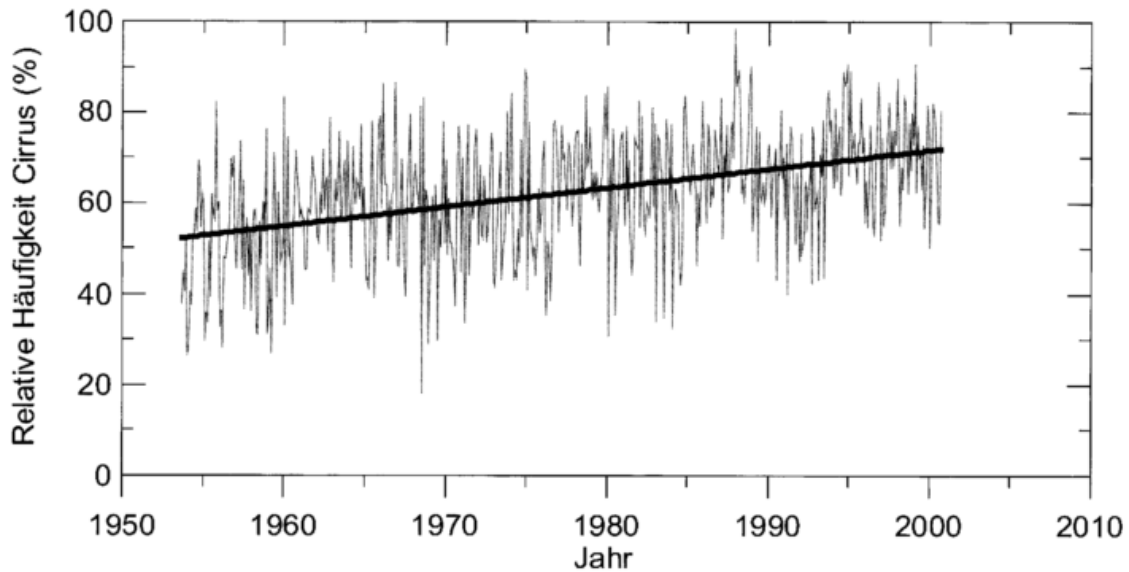


Abb. 10: Monatsmittelwerte der relativen Häufigkeit von Cirrus (allein und mit anderen Wolken) bei Sonnenhöhen größer 10° im Zeitraum 1953 - 2000 mit Regressionsgerade (vgl. Winkler et al., 1998). Die wesentlich selteneren Arten Cirrocumulus und Cirrostratus werden hier aufgrund von Inhomogenitäten in den Beobachtungen nicht mit einbezogen. Der langfristige relative Trend beträgt rund +8 % pro Dekade.

Der langjährige mittlere Bedeckungsgrad von Cirren am Hohenpeißenberg beträgt etwa $3/8$ und hat sich seit 1953 trotz häufigeren Auftretens dieses Wolkentyps nicht signifikant verändert.

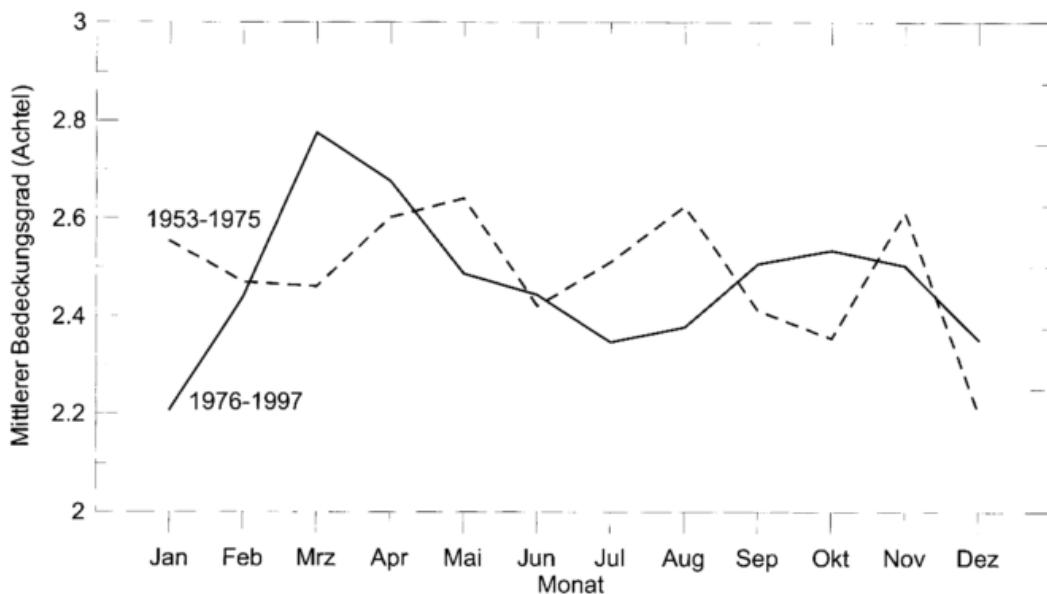


Abb. 11: Jahresgang des Bedeckungsgrades der Cirrusbewölkung für die Zeiträume 1953-1975 und 1976-1997. Eine signifikante Veränderung des Bedeckungsgrades ist nicht zu erkennen.

Neben der Veränderung der Häufigkeit der Auftretens ist auch eine Veränderung der optischen Eigenschaften von Wolken von Interesse. Die Beurteilung einer langfristigen Veränderung der optischen Dicke der Wolken, und hier speziell der Cirren, ist wegen fehlender direkter Messungen schwierig. Die Variation der solaren Strahlung (Globalstrahlung und UV) bei Cirrusbewölkung ist abhängig von der Häufigkeit des Auftretens, der Bedeckung und der optischen Dicke bzw. Dichte der Wolken. So können auch bei einer geringen Bedeckung ($N = 1/8$) dichte Wolken die Strahlung stark schwächen, wenn sie gerade vor der Sonne stehen, wogegen eine den gesamten Himmel überziehende dünne Wolkenschicht die am Boden ankommende Globalstrahlung wenig ändert. Die Strahlungsabschwächung am Boden entsteht im wesentlichen durch Rückwärtsstreuung an den Wolken in den Weltraum.

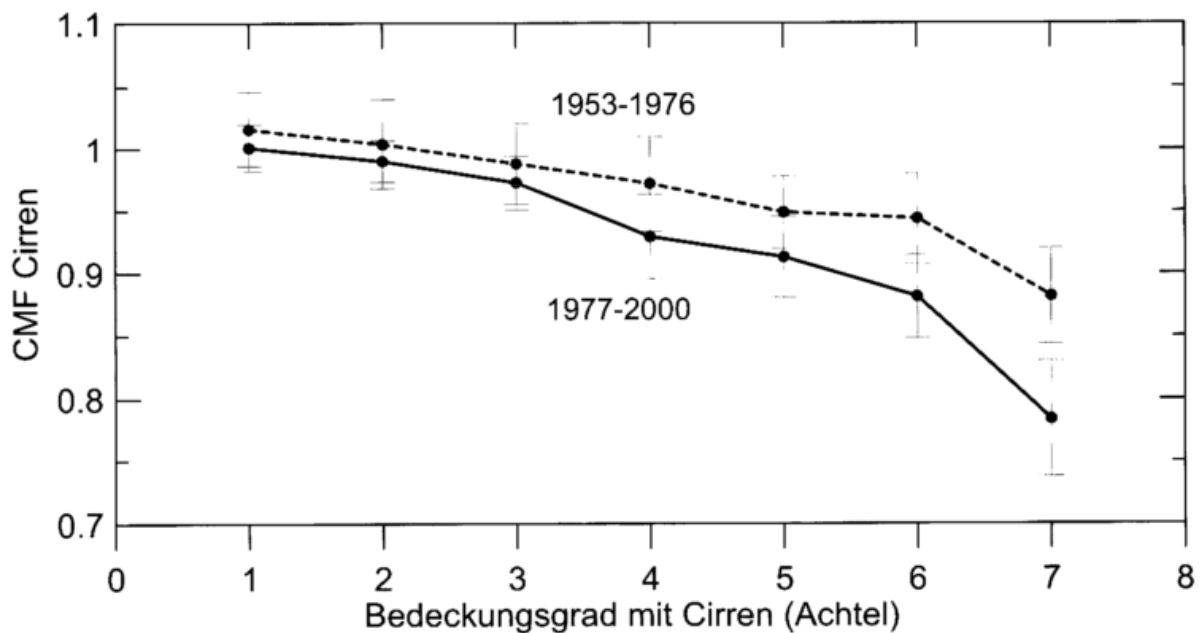


Abb. 12: Mittlerer Modifikationsfaktor der normierten Globalstrahlung G/G_0 durch Cirren, dargestellt als Verhältnis zum wolkenlosen Fall bei verschiedenen Cirrusbedeckungen während der Zeiträume 1953 - 1976 und 1977 - 2000.

Zur Untersuchung langfristiger Veränderungen der optischen Dicke muß zunächst die Verteilung der Wolken am Himmel berücksichtigt werden, d.h. bei welcher Bedeckung stehen die Wolken statistisch gesehen mehr vor der Sonne und wann lassen sie diese frei. Da die Wolkenverteilung am Himmel aus den Routine-Augenbeobachtungen nicht ersichtlich ist, wird als objektives Kriterium die normierte Globalstrahlung herangezogen. Stehen die Wolken (Cirren) vor der Sonne, dann zeigt die Globalstrahlung die messbare Wirkung und die gleichzeitigen Augenbeobachtungen geben Aufschluß über Bewölkungsart und geschätzte Menge. Dabei ist wichtig, daß der Sonnenstand nicht zu stark variiert, um einen vergleichbaren Durchstrahlungsweg zu gewährleisten.

Um den Trend zumindest qualitativ zu erfassen, wurden die zwei gleichlangen Zeitabschnitte 1953 bis 1976 und 1977 bis 2000 miteinander verglichen. Die Mittelung über jeweils einen solchen Zeitraum ist notwendig, um eine gute statistische Absicherung der Trenaussage zu erzielen. Denn trotz der insgesamt langen Zeiträume von jeweils 24 Jahren kommen für die bestimmten Bedingungen (Cirrusart, Bedeckungsgrad, Sonnenhöhe) erst ab einer Mindestzeit

ausreichend viele Fälle zusammen. Für beide Zeitabschnitte wird $G_{\text{Cirrus}}/G_{\text{wolkenlos}}$ bei Vorhandensein von N/8 Cirrus berechnet (Abb. 12).

Mit diesem einfachen Verfahren kann gezeigt werden, daß solche Cirruswolken, die im Mittel mit einer hohen Bedeckung auftreten, im Lauf der Zeit signifikant dichter geworden sind und die Strahlungsabsorption im zweiten Zeitraum auf 22 % gegenüber nur 12 % im Zeitraum 1953 - 1976, bezogen auf den wolkenlosen Fall, zugenommen hat. Bei hohen Bedeckungen ist hier auch mit einer Beeinflussung (Strahlungsschwächung) im solaren und UV-Spektrum zu rechnen, wogegen geringe Bedeckungen von 1 bis 3 Achtel keinen signifikanten Einfluss auf die UV-Strahlung am Boden haben, auch wenn hier das Verhältnis G/G_0 ebenfalls eine gleichsinnige Abnahme zeigt. Wie erwähnt, bleibt allerdings offen, welcher Parameter für diese Veränderung verantwortlich ist, also ob die erhöhte Extinktion der Cirren durch eine Zunahme der vertikalen Mächtigkeit, durch eine höhere Anzahl von Eispartikeln oder durch erhöhte Absorption in den Eispartikeln wegen eines höheren Rußgehaltes verursacht wurde. Es sind auch Veränderungen der Kristallform der Eispartikeln denkbar.

Als Ursache für die beobachteten Veränderungen kommen auch Kondensstreifen in Frage, deren Häufigkeit wegen des gestiegenen Flugverkehrs zugenommen hat (Fahey und Schumann, 1998; Meyer, 2002). Da der Gesamttrend der Cirren in Europa einen andern Verlauf aufweist als der Trend der Kondensstreifen, schließen Fahey und Schumann, daß nicht allein für die Cirrusveränderungen sein können. In der Hauptflugroute über dem Atlantik können Kondensstreifen bis 20% der Cirren ausmachen (Boucher, 1998; Bissolli, 1999). Über dem Kontinent gibt es keine Vergleichszahlen, setzt man aber ähnliche Verhältnisse an, dann läßt sich die Cirruszunahme am Hohen Peißenberg ebenfalls nicht allein aus häufigerem Auftreten von Kondensstreifen erklären.

5.3 Atmosphärische Trübung

Um die unterschiedlichen Ursachen für Veränderungen in der UV-Strahlung zu untersuchen, ist es bedeutsam, unabhängige Anhaltspunkte zum Einfluss des Aerosols zu gewinnen. Direkte Trübungsmessungen liegen am Hohenpeißenberg erst seit 1994 vor. Eine Möglichkeit, zumindest qualitativ auf die langfristige Entwicklung der Trübung zu schließen, bietet das Verhältnis von Globalstrahlung zu diffuser Strahlung G/D bei Sonnenschein sowie eine Untersuchung der horizontalen Sichtweite. Gantner et al. (2000) konnten zeigen, daß das Verhältnis G/D mit direkten Messungen der aerosoloptischen Dicke korreliert ist. Vom Standort Garmisch liegt eine Zeitreihe zum Aerosolgehalt der Stratosphäre aus Lidarmessungen seit 1977 vor (Jäger 1998), bei der die Vulkane markant hervortreten, wobei das Hintergrundaerosol in vulkanfreien Perioden aber keinen Trend aufweist.

Langfristige Veränderungen der Trübung entstehen durch Abnahme von anthropogenen Partikelemissionen und dem Einsatz effizienterer Filtertechniken in der Industrie und bei der Energieerzeugung.

Da der diffuse Anteil an der Globalstrahlung mit steigendem Aerosolgehalt der Atmosphäre zunimmt, können Trends von G/D Auskunft über eine Zu- oder Abnahme des Aerosolgehalts der Atmosphäre liefern.

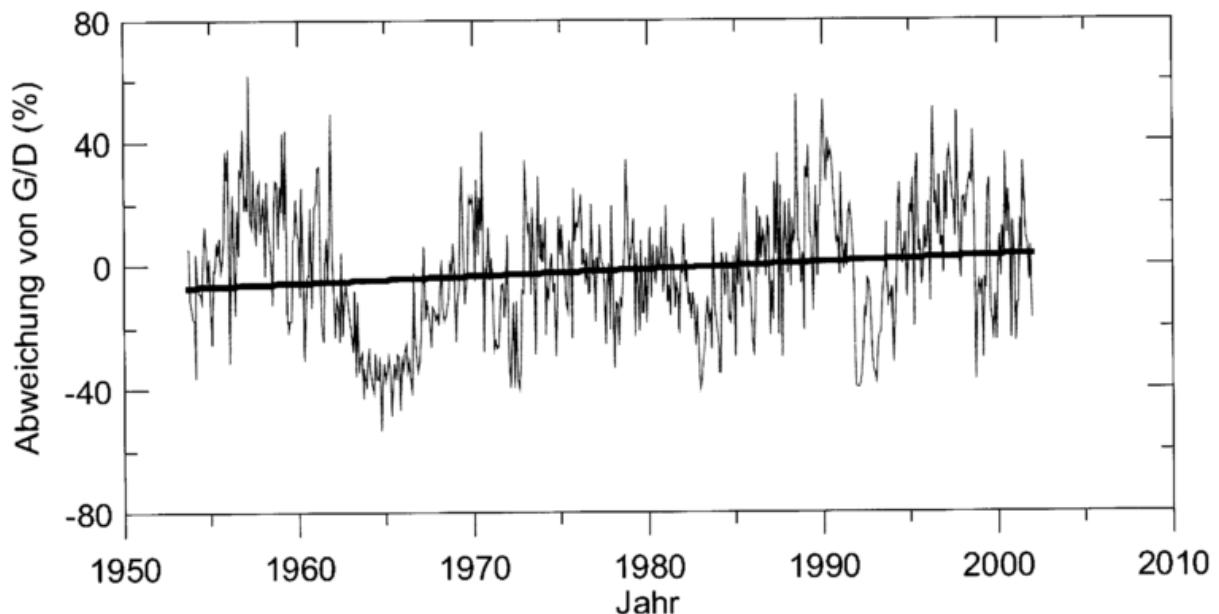


Abb. 13: Verhältnis von Globalstrahlung zu diffuser Strahlung G/D am Hohenpeißenberg von 1953 - 2002 bei $SSD = 10/10$. Dargestellt ist die monatliche Abweichung vom langjährigen Mittel und der langfristige Trend. Hohe Werte bedeuten einen geringen Aerosolgehalt der Atmosphäre und umgekehrt.

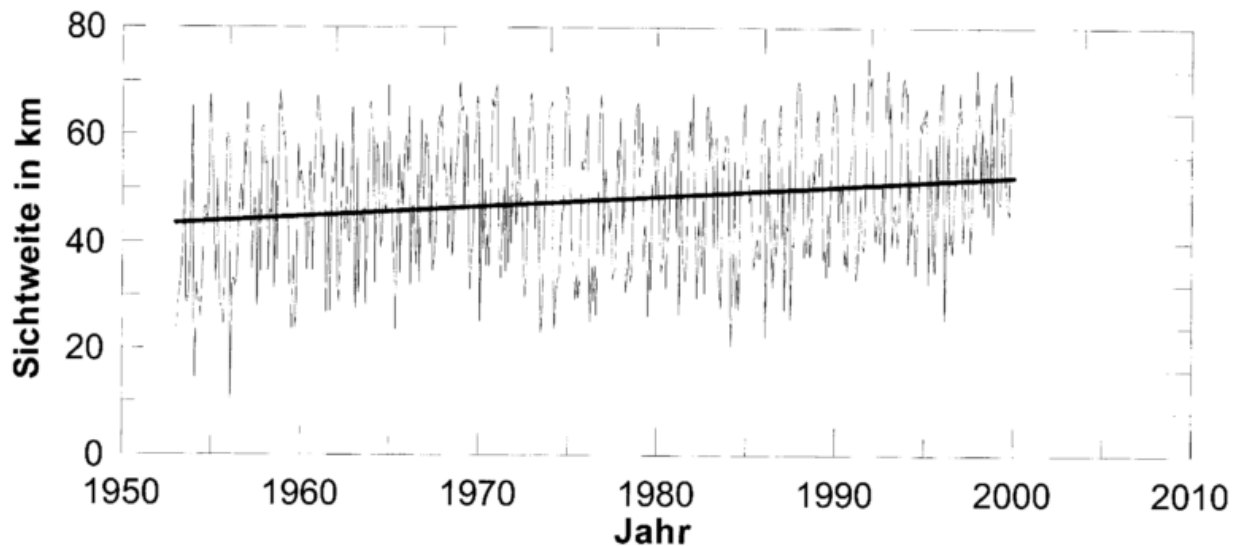


Abb. 14: Verlauf der monatlichen Mittelwerte der meteorologischen Sichtweite am Hohenpeißenberg bei SSD=10/10 für Sonnenhöhen größer 10° und Verlauf des Trends.

Abbildung 13 verdeutlicht, daß das Verhältnis G/D bei SSD = 10/10 langfristig zugenommen hat und zwar um etwa 4 % pro Dekade. Der diffuse Strahlungsanteil ist also zurückgegangen, was auf eine Abnahme der Aerosolkonzentration schließen läßt, ganz besonders in den Sommermonaten. Dieser langfristige Trübungsrückgang wird durch die Zunahme der meteorologischen Sichtweite am Hohenpeißenberg bestätigt (Abb. 14). Man erkennt in Abb. 13 in der Mitte der 60er Jahre einen deutlichen Rückgang von G/D, ebenso treten in den 80er und 90er Jahren solche Einbrüche auf. Diese Minima hängen mit Vulkanausbrüchen (Agung 1963, El Chichon 1982 und Pinatubo 1991) zusammen. Da sich das Vulkanaerosol in der Stratosphäre erst mit einer Zeitverzögerung vom Ort des Ausbruchs bis in mittlere Breiten ausbreitet bzw. sich erst durch Gas-Partikel Umwandlung bildet, macht sich die Hauptwirkung meist erst ein Jahr nach dem Ausbruch bemerkbar. Die Streustrahlung wird demnach auch stark vom stratosphärischen Aerosol mitbestimmt. Bemerkenswert erscheint, daß die Zeitreihe von G/D der Zeitreihe des stratosphärischen Aerosols aus Lidarmessungen (Jäger, 1998) sehr ähnelt, woraus zu schließen ist, daß die Strahlungsparameter den Aerosolgehalt und dessen langfristige Veränderung näherungsweise beschreiben.

Stratosphärisches Vulkanaerosol zerstört auch Ozon in der unteren Stratosphäre (Solomon, 1998). Daher gelangt einerseits mehr UV zum Boden, andererseits wird durch das vermehrte Aerosol ein Teil des UV rückgestreut, wobei insgesamt der Ozonzerstörungseffekt überwiegt. (z.B. Vandersee, 1994). Wichtig erscheint hier, festzuhalten, daß langfristig gesehen die Trübung der Atmosphäre leicht zurückgegangen ist. Dieser Rückgang wurde von einigen Episoden von 1 - 2 Jahren Dauer überlagert, in denen Vulkanaerosol vorübergehend zu einer verstärkten Trübung geführt hat.

Eine Zusammenschau aller Effekte bedeutet, daß stratosphärisches Aerosol sich im UV relativ stärker bemerkbar macht als troposphärisches Aerosol. Jedes Aerosol verstärkt zwar die Streuung, in der Stratosphäre führen verlängerte Streupfade wegen der hohen Ozonkonzentration zu verstärkter UV-Absorption. In der Troposphäre dagegen ist das Aerosol hauptsächlich in Bodennähe konzentriert wo die Ozonkonzentration sehr viel geringer ist. Eine höhere Streuung wirkt sich hier auf die UV-Absorption nur gering aus (Plumb und Ryan, 1998).

5.4 Tropopausenhöhe

Die (thermische) Tropopause trennt die ozonreiche untere Stratosphäre von der ozonarmen Troposphäre. Verschiebt sich die Tropopause aus meteorologischen Gründen, so passt sich das Ozonprofil in der unteren Stratosphäre der verschobenen Tropopause an, was sich auch auf die Gesamtozonsäule auswirkt. Eine langfristige Zunahme der Tropopausenhöhe aufgrund einer Klimaerwärmung hat deshalb eine langfristige Abnahme des Gesamtozons und damit eine UV-Zunahme zur Folge. Andererseits begünstigt eine höhere und kältere Tropopause die Entstehung von Cirren, wodurch das UV wieder geschwächt wird.

Ein Grund für den langfristigen Tropopausenanstieg dürfte in einer Änderung von Wetterlagenhäufigkeiten zu suchen sein (Perlwitz und Graf, 1995), nach denen vermehrt Hochdruckwetterlagen in Europa auftreten. Hochdrucksituationen sind aber mit hoher Tropopause gekoppelt, d.h. relativ wenig Ozon und daher mehr UV.

Die Korrelation zwischen Tropopausenhöhe und Gesamtozon am Hohen Peißenberg der Jahre 1967 - 1997 ergibt eine mittlere dynamisch bedingte Ozonabnahme von -16 DU pro Kilometer Tropopausenanstieg. Damit läßt sich neben den chemisch verursachten Ozonverlusten etwa ein Drittel der insgesamt beobachteten Ozonverluste durch den Tropopausenanstieg erklären (Steinbrecht et al., 1998). Die Änderung der Tropopausenhöhe seit 1953 beträgt etwa +62 gpm pro Dekade bei Terminen mit Sonnenschein (SSD = 10/10) (Trepte und Winkler, 2002). Die Anhebung der Tropopause hat, wie zu Abb. 1 bereits oben erläutert, auch eine Abkühlung zur Folge, zu der die Abkühlung der unteren Stratosphäre aufgrund der Zunahme der Treibhausgase hinzukommt (Schnadt et al., 2001). In Kombination mit dem steigenden Wasserdampfgehalt der Troposphäre wird also die Bildung von Cirren begünstigt, was durch die beobachtete Häufigkeitsverschiebung zu höheren Tropopausen bestätigt wird.

Ob bei steigender Tropopause eine vermehrte Cirrusbildung tatsächlich zu beobachten ist, soll anhand von Abb. 15 untersucht werden. Dies ist tatsächlich auch der Fall: Bei Tropopausenhöhen um 8 km ist kein Trend festzustellen, bei höheren Tropopausenlagen verschiebt sich die relative Häufigkeit zugunsten der hohen Tropopause.

Tropopausenänderungen bewirken also einen doppelten Einfluss auf die UV-Strahlung: eine dynamisch bedingte Verringerung des Gesamtozons und eine Begünstigung der Bildung von Cirren. Die Cirrusbildung ist jedoch nicht nur an die Tropopausenhöhe gekoppelt sondern auch an den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre, der nach anderen Gesetzmäßigkeiten variiert. Im Mittel kann sich aber zu bestimmten Jahreszeiten eine gekoppelte Veränderung der Cirrushäufigkeit ergeben, wie bereits in Abb. 7 dargestellt wurde.

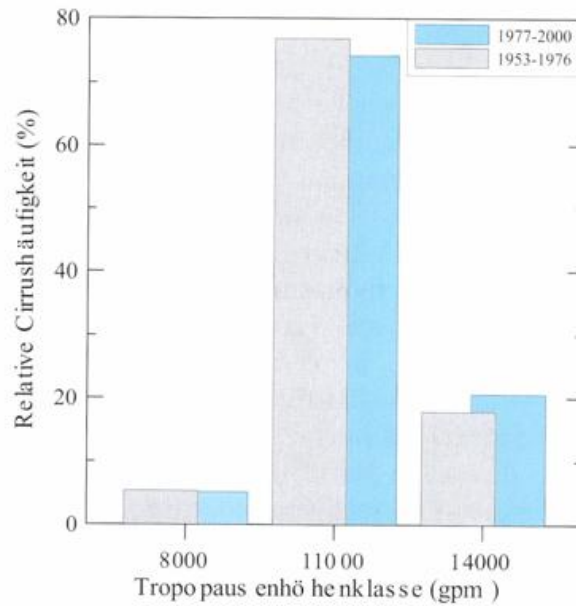


Abb. 15: Relative Cirrusfrequenz in drei Tropopausenhöhenklassen (\square 500 gpm) als Mittel der beiden Zeiträume 1953 - 1976 und 1977 - 2000. Aerologische Daten der Radiosonden München-Riem und Oberschleißheim.

Es ist zu betonen, daß die Tropopausentemperatur bei Betrachtung von Jahresmitteln sich langfristig nicht signifikant verändert hat, scheinbar ist also keine Abkühlung mit dem Tropopausenanstieg verbunden. Die Trends der Tropopausentemperatur erweisen sich jedoch bei einer detaillierteren Betrachtung als abhängig von der Jahreszeit (Abb. 16): Im Frühjahr und Herbst ist die Temperatur gesunken, im Sommer und Winter hat sie dagegen zugenommen (Claude, persönl. Mitteilung, 2004). Eine Abkühlung wird in den Jahreszeiten beobachtet, in denen die Tropopause stark gestiegen ist. Die Tropopause bleibt hoch im September und Oktober und erreicht in diesen beiden Monaten ihr Jahresmaximum. Die Temperatur erreicht ihr Jahresmaximum dagegen im Juli. Diese unterschiedliche Entwicklung von Tropopausenhöhe und -temperatur erklärt möglicherweise bereits die festgestellte verstärkte Cirrusbildung im September und Oktober sowie im Frühjahr. Im Frühjahr gibt es auch Hinweise auf eine größere Persistenz von Kondensstreifen (vgl. auch Abschnitt Bewölkung).

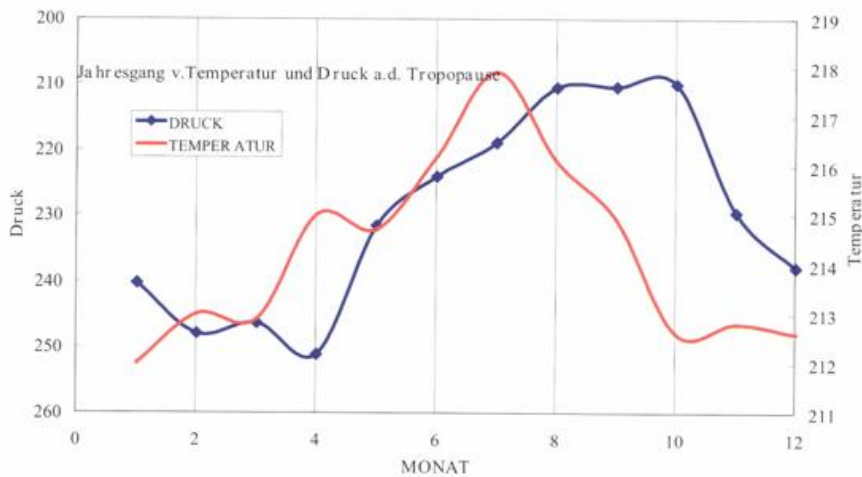


Abb. 16: Jahresgang der Tropopausentemperatur und des Tropopausendrucks.

5.5 Gesamtozon

Die Gesamtozonbeobachtungen am Hohen Peißenberg zeigen eine langfristige Ozonabnahme von 1 bis 4 % seit 1968. Besonders ausgeprägt ist der Rückgang im Frühjahr (Abb. 17). In dieser Jahreszeit ist auch ein deutlicher Sprung mit Beginn der 1990er Jahre zu erkennen, der wesentlich zum Gesamttrend beiträgt. Eine Ursache dieses noch nicht vollständig erklärten Phänomens ist sicherlich der Ausbruch des Vulkans Pinatubo im Jahr 1991, dessen Aschewolken bis in die Stratosphäre drangen und dort zu einem Ozonabbau führten. Auch Veränderungen in der Häufigkeit bestimmter Wetterlagen, z.B. vermehrte Hochdrucklagen, können hierfür verantwortlich sein (Stefanicki et al., 1998). Seitdem scheint sich die Ozonschicht nur sehr langsam wieder zu erholen. Neben den langfristigen Veränderungen sind zirkulationsbedingte Schwankungen, die mit einer Höhenverschiebung der Tropopause einhergehen (Steinbrecht et al., 1998), verantwortlich für die starke Variabilität von Jahr zu Jahr. Diese ist maximal im Frühjahr und minimal im Sommer. Die relativen langfristigen Gesamtozontrends sind in Tabelle 3 zusammengestellt.

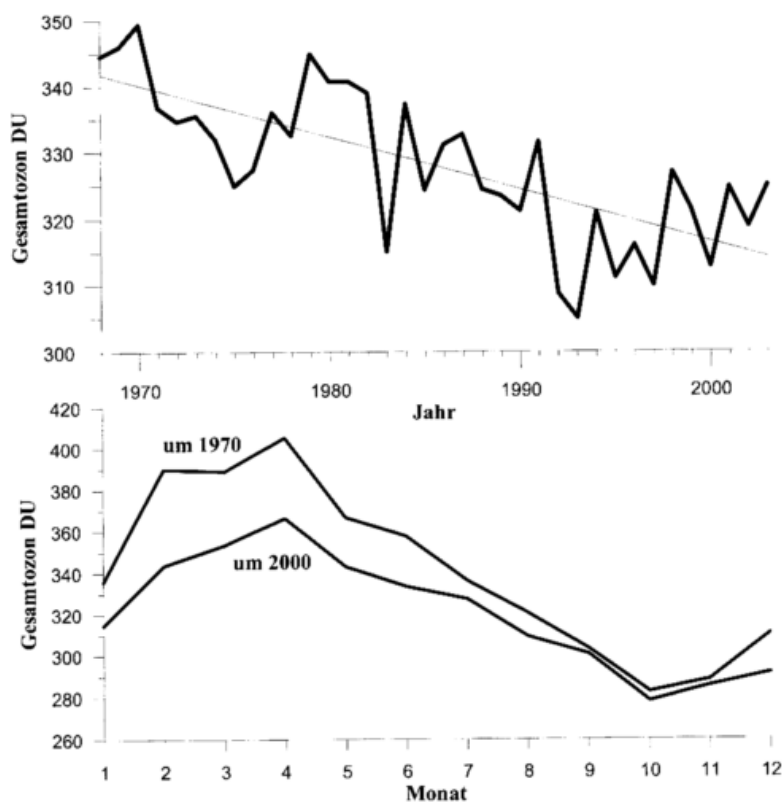


Abb. 17: Gesamtozonmessung am Hohen Peißenberg (Dobson/Brewer) 1968-2001 (oben) und mittlere Jahresgänge (unten) für die Zeiträume 1968-1972 („um 1970“) sowie 1998-2002 („um 2000“).

Tab. 3: Langfristige prozentuale Änderung pro Dekade der Gesamtozonkonzentration am Hohen Peißenberg 1968 bis 2001.

Monat	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober
% pro Dekade	-3,9	-3,6	-2,4	-2,4	-1,3	-2,0	-0,8	-1,3

6. Ergebnisse

6.1 Erythemwirksame UV-Strahlung bei klarem Himmel und bei Bewölkung

Die Höhe der UV-Bestrahlungsstärke bei klarem Himmel, also der UV-Spitzenwerte, ist eng verbunden mit der Variabilität der Gesamtozonkonzentration, sowohl langfristig als auch von Jahr zu Jahr, wie in Abb. 18 für die feste Sonnenhöhe von 40° bzw. 30° beispielhaft dargestellt ist. Die in allen untersuchten Monaten beobachtete langfristige Ozonabnahme führt auch zu einer langfristigen Zunahme der erythemwirksamen UV-Strahlung. Mit $+4,7 \text{ mWm}^{-2}$ ($+6,1 \%$) pro Dekade im Zeitraum 1968-2001 besitzt der Monat März erwartungsgemäß den stärksten UV-Trend, da hier auch der stärkste Ozonrückgang beobachtet wird (Tab. 3). Der über den Parameter RAF (Gleichung 5) für diese Ozondifferenz rechnerisch ermittelte UV-Trend ergibt nur $+4,3 \%$ pro Dekade. Die Diskrepanz erklärt sich aus der Abhängigkeit des RAF vom Ozon-Absolutwert und der Sonnenhöhe. Für $h = 36^\circ$ ergibt sich im März ein UV-Trend von $+5,6 \%$ pro Dekade.

Große Schwankungen von Jahr zu Jahr in den einzelnen Monaten sind durch wechselhafte Witterungsverhältnisse bedingt. Die damit einhergehenden dynamischen Veränderungen in der Tropo- und Stratosphäre bewirken entsprechende starke Abweichungen in Gesamtozongehalt und Trübung. Diese treten ausgeprägt im Frühjahr auf.

Aus der parallel gemessenen meteorologischen Sichtweite, die von April bis Juli bei $SSD = 10/10$ seit 1953 um $2,4 - 5,9 \%$ pro Dekade zugenommen hat, ergibt sich ein Hinweis auf deutlich trübungsärmere Luft, die einen Beitrag zu erhöhter UV-Strahlung am Erdboden liefert. Demgegenüber hat sich die Sichtweite im März nicht signifikant verändert.

Im Herbst werden bei klarem Himmel kaum langfristige Bestrahlungsveränderungen festgestellt, bedingt durch die relativ schwache Gesamtozonabnahme. Höhere mittlere UV-Werte als im Sommer treten hier bei gleicher Sonnenhöhe aufgrund des jahreszeittypischen niedrigen Ozonniveaus auf.

Die langjährige Veränderung der UV-Strahlung bei bewölktem Himmel ist außer von Gesamt-ozon und Trübung abhängig von der langfristigen Veränderung des Bedeckungsgrades und der optischen Dicke bzw. Art der Wolken. Zusätzlich kann sich die Absorption in Wolken durch einen allmählichen Anstieg von Rußpartikeln erhöht haben. Um den Bewölkungseinfluss zu untersuchen, wurden hier die Fälle (Stunden) betrachtet, in denen die Sonnenscheindauer kleiner als $10/10$ war. Dieses Kriterium besagt, daß Wolken am Himmel beobachtet wurden und die Sonne in der Beobachtungsstunde zumindest zeitweise verdeckten. Man erhält eine mittlere Bewölkungssituation pro Monat, die zu einer bestimmten Schwächung der UV-Strahlung führt (Abb. 18). Bei 40° Sonnenhöhe beträgt die mittlere Schwächung durch alle Wolkenarten etwa 50% im Vergleich zum wolkenlosen Fall. Dieser Wert liegt deshalb so hoch, da Sonnenscheindauern zwischen 0 und $10/10$ relativ selten vorkommen: entweder scheint die Sonne während der ganzen Stunde oder sie scheint gar nicht. Der Mittelwert für $SSD < 10/10$ liegt bei $2/10$ und verdeutlicht, daß an 80% der ausgewählten Stunden die Sonne vollständig verdeckt ist und die Einstrahlung mehr oder weniger stark vermindert wird.

Die langfristigen absoluten UV-Trends bei Bewölkung sind im März und April wesentlich geringer als bei klarem Himmel (Tab. 4). Der starke UV-Anstieg durch die Ozonabnahme wird durch vermehrte und optisch dichtere Bewölkung gedämpft, erkennbar am signifikanten Rück-

gang von SSD und G/G_0 im März und April (vgl. Tab. 7). Dieser Prozess wird auch im September beobachtet, wobei hier die Trendunterschiede kleiner sind.

Tab. 4: Langfristige Änderung (mWm^{-2} pro Dekade) der rekonstruierten erythemgewichteten UV-Bestrahlungsstärke am Hohen Peißenberg 1968 bis 2001 für unbedeckte Sonne und zeitweise bedeckte Sonne. Die Sonnenhöhe beträgt 40° für März-September und 30° im Oktober.

Monat mWm^{-2} pro Dekade	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober
UV _{oz} (bei SSD = 10/10)	4,7	4,4	2,9	3,4	1,2	2,2	0,9	0,5
UV (bei SSD < 10/10)	1,0	1,9	2,5	3,1	2,1	1,9	-0,4	1,1

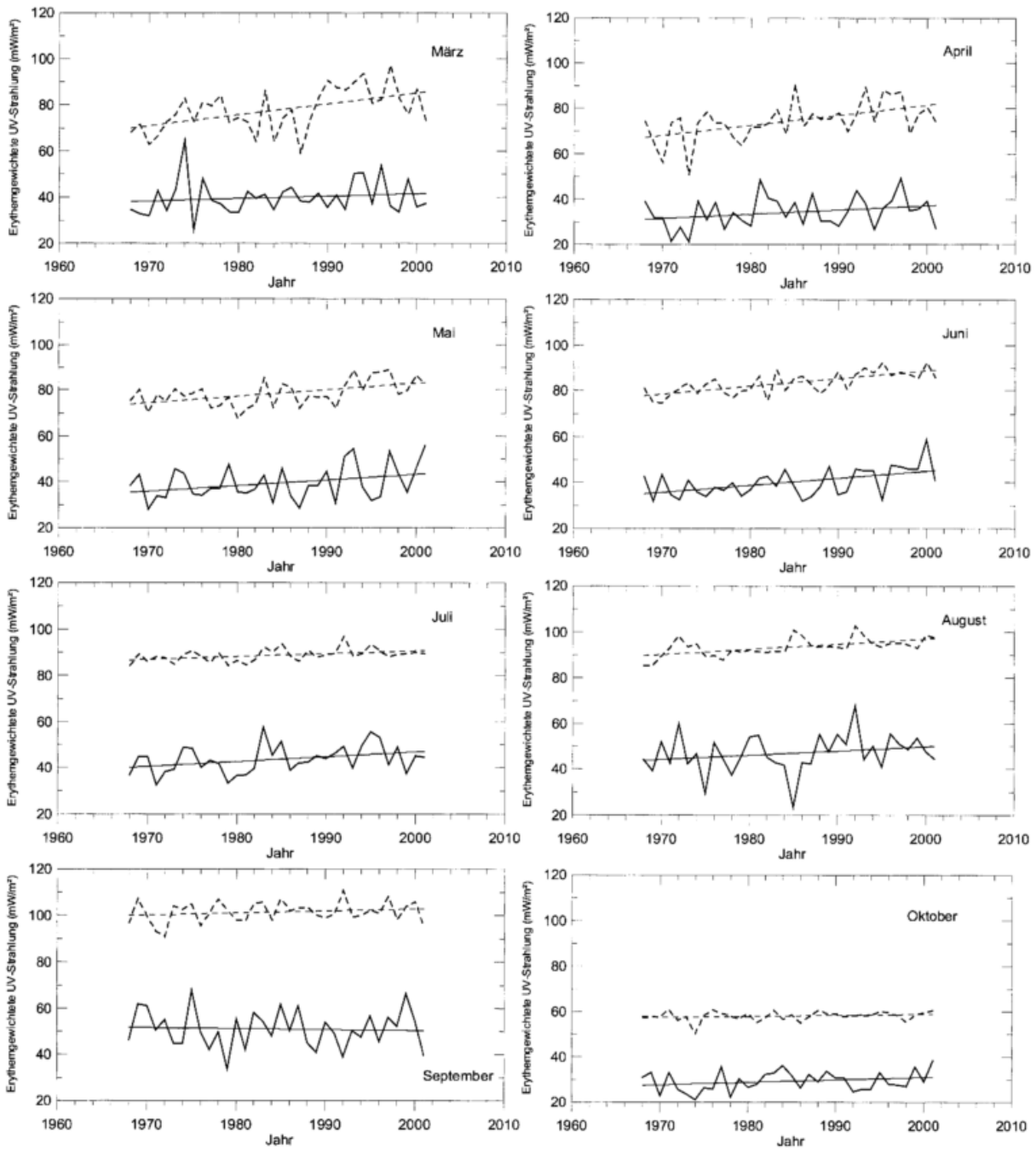


Abb. 18: Rekonstruierte erythemgewichtete UV-Bestrahlungsstärke am Hohen Peißenberg 1968-2000 und langfristiger Trend der Monate März bis Oktober. Gestrichelte Linie: Monatsmittel UV_{OZ} -Wert (bei $SSD=10/10$); durchgezogene Linie: Monatsmittel UV-Wert bei Bewölkung ($SSD < 10/10$). Sonnenhöhe 40° (März-September) und 30° (Oktober).

6.2 Erythemwirksame UV-Strahlungsdosis

Neben der Höhe der UV-Spitzenwerte bei klarem Himmel hat die Dauer der Bestrahlung (Dosis, Exposition) eine ganz wesentliche Bedeutung für viele biologische Wirkungen und damit auch für die UV-bedingte Entstehung von Hautkrankheiten beim Menschen. Die UV-Dosis charakterisiert dabei die Gesamtenergie der UV-Strahlung (Strahlungssumme), die über eine gewisse Zeit auf den Körper auftrifft wenn sich der Mensch im Freien aufhält. Ein häufig verwendeter Bezugszeitraum ist ein Tag, wofür man z.B. eine mittlere Tagesdosis pro Monat bestimmen kann. Dieser Wert kann dann über viele Jahre verglichen werden, womit anschließend Aussagen über langfristige Trends möglich sind. In diesen Trends sind sowohl Veränderungen im Gesamt ozon als auch in den meteorologischen Verhältnissen (Bewölkung, Trübung) enthalten. Die einzelnen Einflussgrößen können verstärkende oder schwächende Wirkung haben, wobei die Überlagerung dann die Gesamtdosis ergibt. Die individuellen Lebensbedingungen und Expositionsauern der Menschen sind dabei nicht berücksichtigt, so dass hier die maximal möglichen UV-Gesamtdosen betrachtet werden. Die langfristige Veränderung der Dosis und die bestimmenden Beiträge werden jahreszeitabhängig untersucht.

Tab. 5: Rekonstruierte absolute Maxima und Minima der erythemwirksamen UV-Tagesdosis sowie langfristige Trends am Hohen Peißenberg von 1968-2001.

UV-Dosis (J/m^2)	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt
Max	2724	3918	5359	5571	5352	4967	3511	2030
Min	173	260	283	361	314	316	209	136
Mittel 1968-1980	1040	1620	2487	2957	3065	2514	1763	886
Mittel 1981-1991	1061	1754	2492	2980	3355	2602	1700	893
Mittel 1992-2001	1112	1823	2872	3286	3291	2844	1649	842

Abbildung 19 zeigt die rekonstruierten mittleren UV-Tagesdosen am Hohenpeißenberg der Monate März bis Oktober im Zeitraum 1968-2001. Außer in den Monaten September und Oktober wird ein mehr oder weniger starker langfristiger Anstieg der Tagessummen ermittelt. Aufgrund der großen Jahr-zu-Jahr Variabilität sind die Trends nur im Mai und August signifikant. Die relativ große Differenz zwischen minimaler und maximaler Tagesdosis (Tab. 5) ist durch die klimatische Situation (z.B. Höhe) begründet. Sehr klare Tage liefern einen hohen Beitrag zum Mittel, während an Nebeltagen sehr geringe Werte auftreten.

Tab. 6: Rekonstruierte absolute Maxima und Minima der erythemwirksamen UV-Tagesdosis sowie langfristige Trends an der Station Würzburg von 1968 - 2001.

UV-Dosis (J/m^2)	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt
Max	2393	3843	4879	5325	5104	4336	3167	1690
Min	138	161	290	506	651	342	238	107
Mittel 1968-1980	834	1488	2355	2891	2900	2341	1549	683
Mittel 1981-1991	853	1590	2419	2867	3171	2438	1556	684
Mittel 1992-2001	897	1728	2753	3237	3122	2705	1488	680

Der langfristige Anstieg der mittleren Tagesdosis im Frühjahr und Sommer ist an der Station Würzburg wesentlich stärker als am Hohen Peißenberg (Tab. 5 u. Tab. 6). Dieses liegt zu einem Teil an dem stärkeren Ozonrückgang, zum anderen an der meteorologischen Situation. Den größten Effekt hat die im Sommer deutlich abgenommene Trübung, welche auf eine Partikelemissionsreduktion (Verkehr, Industrie) innerhalb der Stadt selber oder in Gebieten, aus denen die Luftmassen mit der Hauptwindrichtung herantransportiert werden, hindeutet. Wie am Hohen Peißenberg treten in den Monaten Mai und August die stärksten UV-Aufwärtstrends und im September der stärkste Abwärtstrend auf.

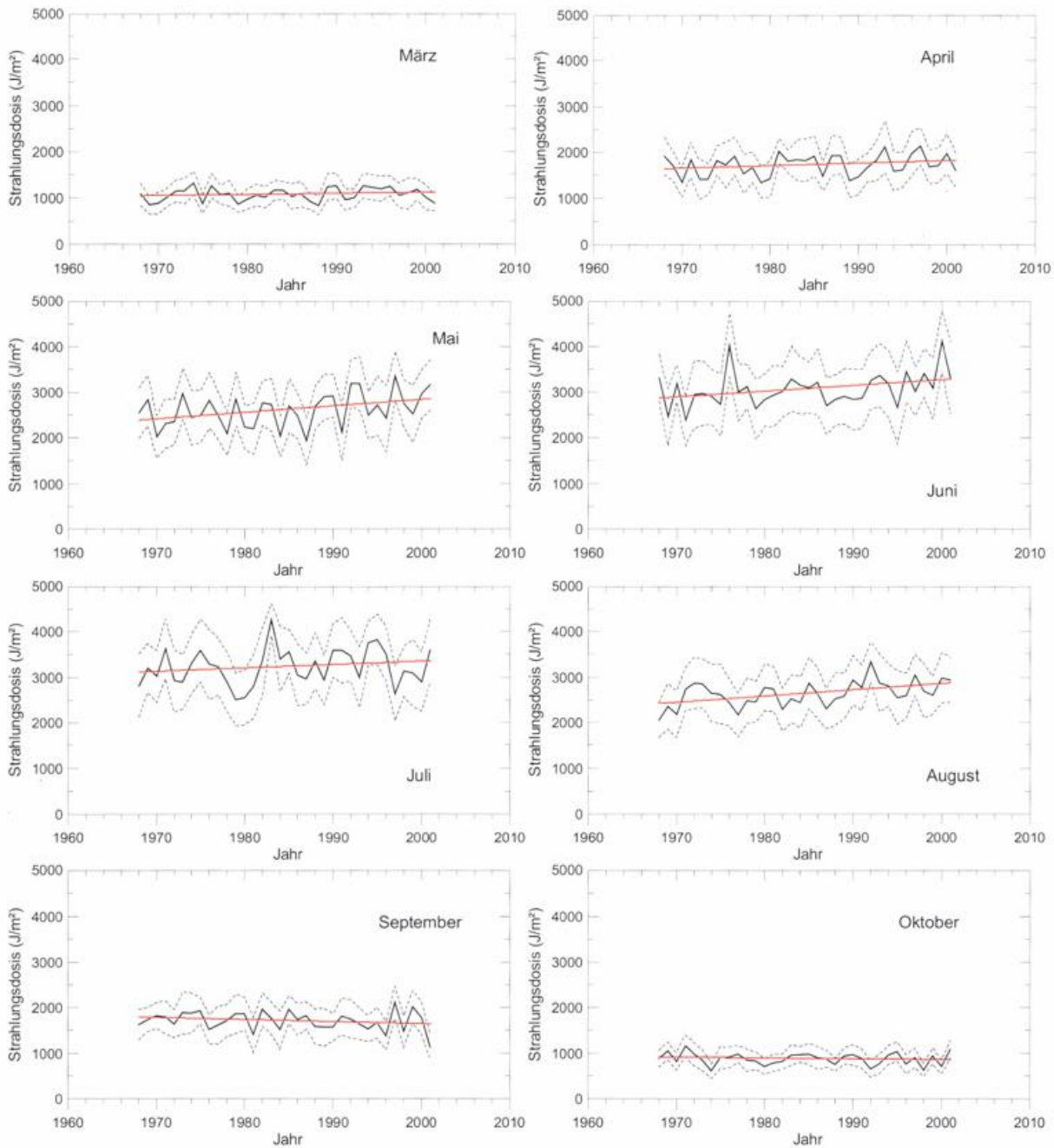


Abb. 19: Rekonstruierte erythemgewichtete UV-Strahlungsdosis am Hohen Peißenberg 1968-2001 und langfristiger Trend. Durchgezogene Linie: Mittlere Tagessummen. Gestrichelte Linien: Standardabweichung. Die relativen Trends sind in der Tabelle 7 gezeigt.

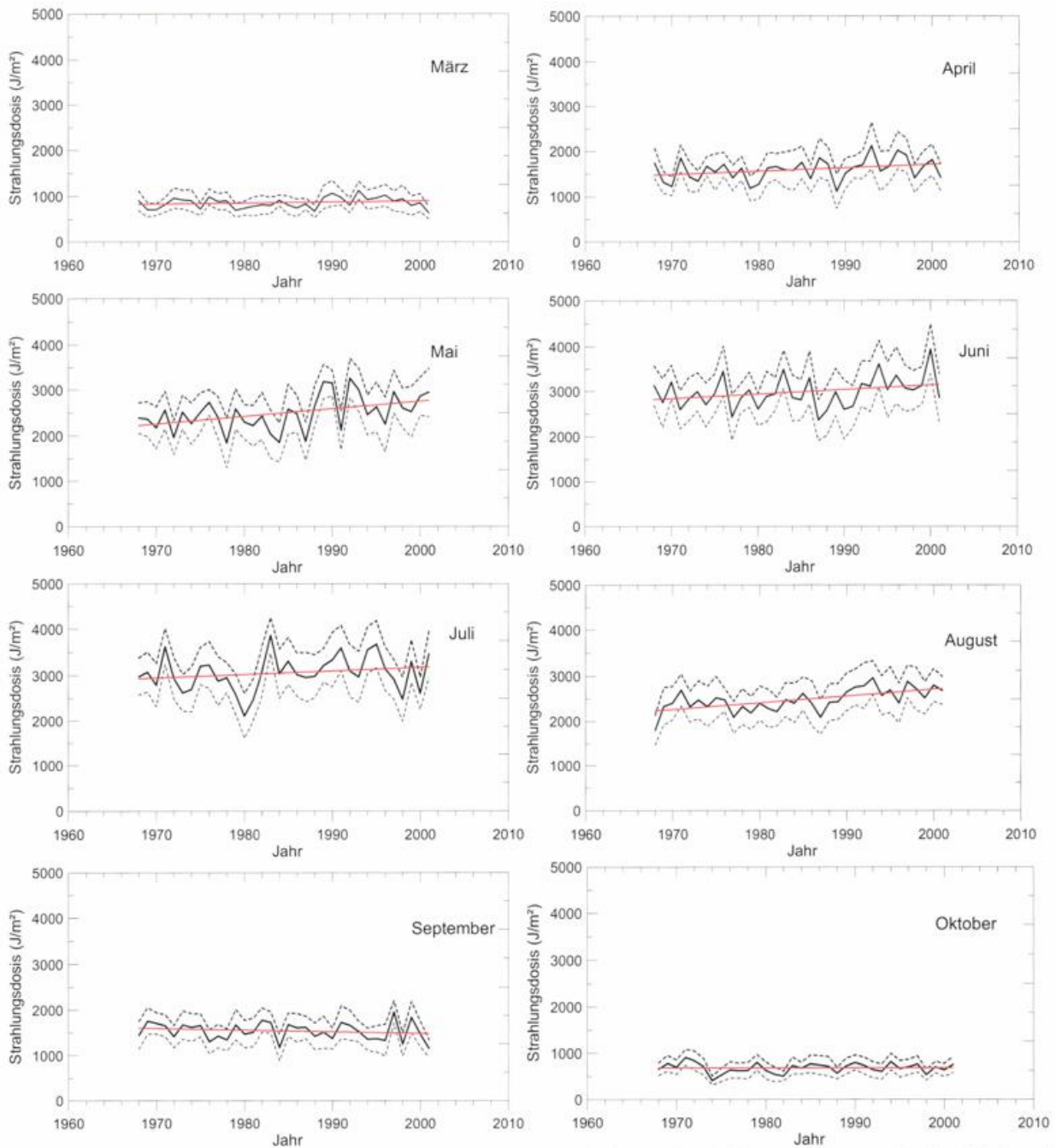


Abb. 20: Rekonstruierte erythemgewichtete UV-Strahlungsdosis für Würzburg 1968-2001 und langfristiger Trend. Durchgezogene Linie: Mittlere Tagessummen. Gestrichelte Linien: Standardabweichung. Die relativen Trends sind in der Tabelle 8 gezeigt.

Die mittleren monatlichen UV-Tagesdosis-Werte von Würzburg sind in Abb. 20 dargestellt. Zwischen Hohenpeißenberg und Würzburg bestehen bei genauerer Betrachtung leichte Unterschiede in den einzelnen Jahren, die von lokalen Bewölkungsunterschieden herkommen. Die größeren Schwankungen von Jahr zu Jahr sind jedoch ähnlich, da beide Stationen von der gleichen Großwetterlage beeinflusst sind. Somit bestehen zwischen beiden Stationen Unterschiede an Einzeltagen, die im Mittel aber weitgehend verschwinden. Die UV Belastung zwischen beiden Stationen ist am Hohen Peißenberg generell etwas höher als in Würzburg wegen der größeren Höhenlage und der geringeren Trübung.

Die Trends werden in die zwei Anteile, gemäß Abschnitt 3, aufgespalten (s. Tab. 7). Abbildung 21 verdeutlicht, dass der Ozonanteil am Gesamttrend in allen untersuchten Monaten aufgrund des Ozonrückgangs positiv ist. Die UV-Spitzenwerte bei klarem oder leicht bewölktem Himmel haben also zugenommen. Der Wolken/Trübungsanteil ist im Sommer positiv, im Frühjahr und Herbst dagegen negativ und führt hier zu einer teilweisen Kompensation des ozonbedingten UV-Anstiegs, im Herbst sogar zu einer Überkompensation d.h. einem signifikanten Rückgang der Gesamtdosis. Die Monate September und Oktober sind langfristig sonnenscheinärmer und trübungsreicher geworden, welches sich in der Globalstrahlungsabnahme widerspiegelt. Im Sommer ergibt sich eine deutliche Verstärkung des ozonbedingten UV-Anstiegs aufgrund einer Bewölkungsabnahme, gestiegener Sonnenscheindauer und geringerer Trübung. Die langfristigen Trends der für die UV-Dosis verantwortlichen meteorologischen Parameter sind in Tab. 7 für Hohenpeißenberg und in Tab. 8 für Würzburg gezeigt.

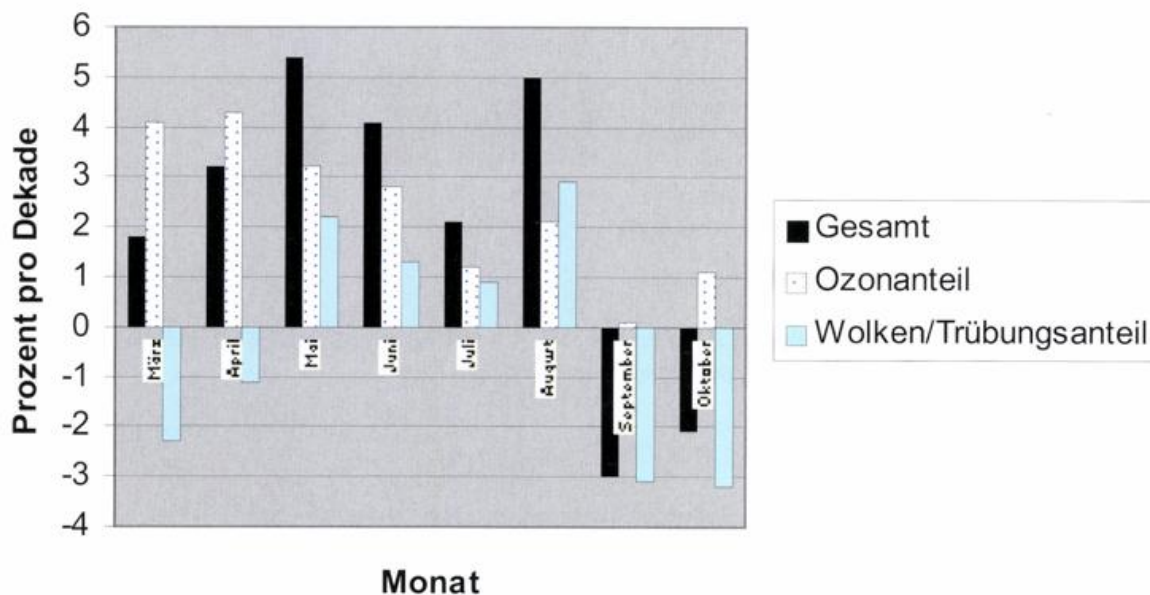


Abb. 21: Trend der rekonstruierten mittleren UV-Tagesdosen am Hohenpeißenberg 1968-2001 (gesamt) und Aufteilung in die Beiträge Gesamtozon und Wolken/Trübung für die Monate März bis Oktober.

Bemerkenswert erscheint, daß auch Modelle diese Entwicklung der Wolkenveränderung im Jahresverlauf im wesentlichen bestätigen (Köpke et al., 2004). Bei Verdopplung des CO₂-Gehaltes sagt das Modell eine Erhöhung des UV im Fall mit Bewölkung zu erwarten ist.

Die langfristigen Veränderungen der maximalen und mittleren monatlichen UV-Dosis im Jahresverlauf sind in Abb. 22 (Hohenpeißenberg) und Abb. 23 (Würzburg) gezeigt. Wegen der etwas südlicheren Lage und die größere Seehöhe ist das Gesamtniveau der mittleren und maximalen UV-Dosis am Hohenpeißenberg insgesamt etwas höher als in Würzburg. Ansonsten sind die langfristigen Veränderungen an beiden Stationen relativ ähnlich, da sie offenbar von der Großwetterlage in ähnlicher Weise beeinflusst werden.

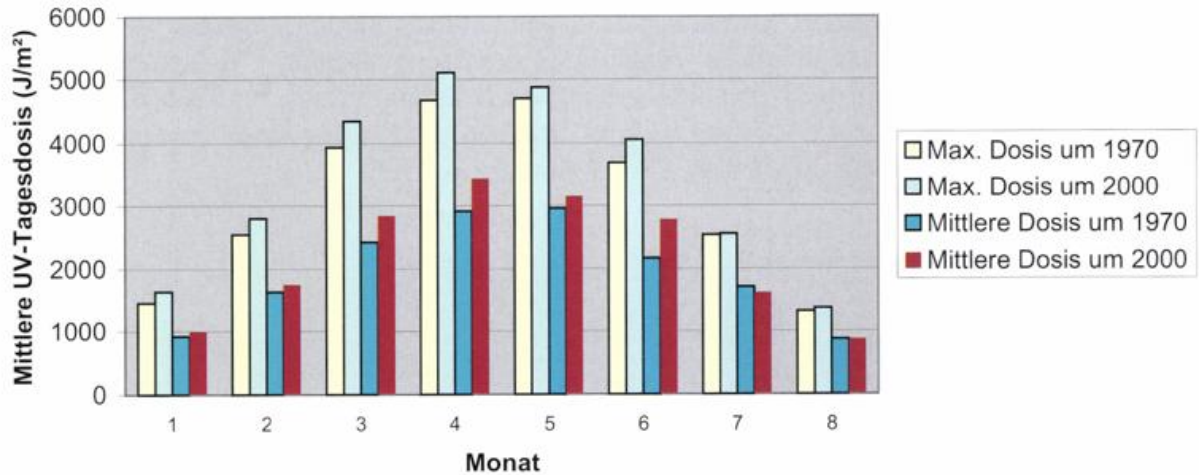


Abb. 22: Rekonstruierte mittlere UV-Tagesdosis am Hohenpeißenberg in ausgewählten Monaten. Vergleich früher (um 1970) und heute (um 2000).

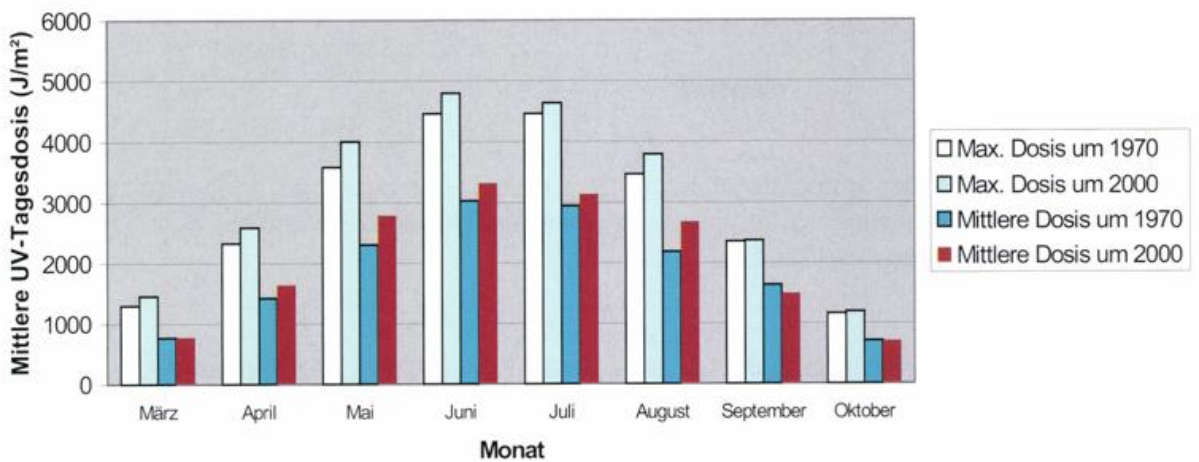


Abb. 23: Rekonstruierte mittlere UV-Tagesdosis in Würzburg in ausgewählten Monaten. Vergleich früher (um 1970) und heute (um 2000).

Tab. 7: Relative Trends der erythemgewichteten UV-Strahlungsdosis in Zusammenhang mit anderen meteorologischen Parametern am Hohen Peißenberg. Alle Trends von 1968 - 2001 außer Sichtweite und Tropopausenhöhe (1968 - 2000).

Trend pro Dekade (%)	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt
UV gesamt	+1,8	+3,2	+5,4	+4,1	+2,1	+5,0	-3,0	-2,1
UV Ozoneffekt	+4,1	+4,3	+3,2	+2,8	+1,2	+2,1	+0,1	+1,1
UV Wolken/Trübungseffekt	-2,3	-1,1	+2,2	+1,3	+0,9	+2,9	-3,1	-3,2
G/G ₀ alle Fälle	-3,0	-1,7	+2,6	+1,0	+1,4	+3,2	-4,4	-4,5
G/ G ₀ bei SSD=10/10	-0,3	-	+0,1	+0,6	+0,5	+0,4	+0,7	-1,3
G/ G ₀ bei SSD < 10/10	-1,8	-0,2	+2,3	+1,4	+3,3	+4,1	-2,8	+1,4
G/D	-2,6	+2,1	+6,8	+7,6	+6,5	+11	-1,6	-8,3
SSD	-1,7	-1,2	+2,2	-	-	+2,5	-4,2	-3,1
% Wolkenbedeckung N (Achtel)	-	+0,2	-0,2	-	-	-	+0,3	+0,4
Sichtweite	-	+6,9	+6,2	+8,4	+11	+8,8	+7,0	-
Tropopausenhöhe	+1,2	-	+0,9	-	+1,0	+0,9	-	-

Tab. 8: Relative Trends der erythemgewichteten UV-Strahlungsdosis in Zusammenhang mit anderen meteorologischen Parametern an der Station Würzburg von 1968 - 2001. Trends von G/D bezogen auf 1978 - 2001.

Trend pro Dekade (%)	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt
UV gesamt	+2,7	+4,5	+6,6	+3,4	+2,4	+6,0	-2,3	-
UV Ozoneffekt	+4,6	+4,6	+3,6	+3,1	+1,5	+2,4	+0,9	+1,2
UV Wolken/Trübungseffekt	-0,1	-0,1	+3,0	+0,3	+0,9	-3,6	-3,2	-
G/G ₀ alle Fälle	-2,4	-	+3,6	-	+0,1	+4,6	-3,3	-
G/D	+5,1	-	+13	+13	+12	+15	+2,8	-
SSD	-1,0	-1,5	+3,1	-	-	+2,7	-2,6	-

7. Schlußfolgerungen

Die Rekonstruktion der erythemgewichteten UV-Bestrahlungsstärke wurde nach dem oben beschriebenen Verfahren auf Stundenbasis vorgenommen und daraus mittlere Tagesdosen für die Monate März bis Oktober in den jeweiligen Jahren je nach den tatsächlich beobachteten Wetterbedingungen berechnet. Die übrigen Monate wurden ausgelassen, da für UV-Strahlungswirkungen in der Biosphäre der Zeitraum mit niedrigstehender Sonne kaum relevant ist und das Verfahren unter diesen Bedingungen größere Fehler aufweist.

Die Entwicklung der mittleren erythemwirksamen UV-Strahlung sowie die Standardabweichung der Monate April bis September für die Stationen Hohenpeißenberg und Würzburg verläuft ähnlich, da beide Stationen im Mittel von der gleichen Großwetterlage beeinflusst werden. Das Gesamtniveau am Hohenpeißenberg ist wegen der etwas südlichen Lage und der größeren Seehöhe entsprechend gegenüber Würzburg erhöht.

Der langfristige Anstieg fällt in Würzburg etwas größer aus als am Hohenpeißenberg. Zum Teil liegt das daran, daß dort das Gesamtozon stärker zurückgegangen ist, zusätzlich hat aber in Würzburg auch das Aerosol (Trübung) stärker abgenommen als am Hohenpeißenberg. Die Monate Mai und August weisen an beiden Orten die stärksten Aufwärtstrends und der September den stärksten Abwärtstrend bei den mittleren Tagesdosen auf. Beides ist überwiegend auf die Bewölkungsänderung zurückzuführen. Die Großwetterlage beeinflusst beide Stationen in ähnlicher Weise, weshalb die Schwankungen von Jahr zu Jahr sich zwar an Einzeltagen, im Mittel aber nur unwesentlich unterscheiden.

Die langfristigen prozentualen Trends der erythemwirksamen UV-Strahlung bei wolkenlosen Bedingungen und insgesamt (also mit Berücksichtigung der Wolken) an den Stationen Hohenpeißenberg und Würzburg lassen erkennen, daß in den Frühjahrs- und Herbstmonaten die Spitzenbelastung einen stärkeren Trend aufweist als insgesamt. In den Sommermonaten liegt der Gesamttrend an beiden Stationen höher als bei wolkenlosen Bedingungen. In den Frühjahrs- und Herbstmonaten ist für die Spitzenbelastung der Ozonverlust allein maßgebend. Dem steht eine Bewölkungszunahme gegenüber, wodurch der UV-Effekt durch den Ozonabbau zum Teil kompensiert wird, so daß über alle Bedingungen gemittelt der Trend geringer ausfällt. In den Sommermonaten kommt zum Ozonabbau noch ein allgemeiner Bewölkungsrückgang hinzu, weshalb hier der Trend bei allen Bedingungen größer ist als bei wolkenlosem Himmel. Die Auswirkung für verschiedene Lebewesen erfordert die Berücksichtigung von ihrer jeweiligen Empfindlichkeit gegen Belastungsspitzen oder ihrer Anpassungsfähigkeit an höhere Dosiswerte.

Die zukünftige Entwicklung der Ozonschicht wird in bestimmten Abständen von der WMO eingeschätzt (WMO, 2002). Danach hat die Schädigung der Ozonschicht durch chlorhaltige Gase gegenwärtig nahezu ein Maximum erreicht, bromhaltige Gase nehmen aber höchstwahrscheinlich weiterhin zu und ihr Ozonerstörungspotential ist deutlich höher als das der chlorierten Gase. Mit einer Erholung der Ozonschicht auf den Pegel vor 1980 darf erst zur Mitte des neuen Jahrhunderts gerechnet werden. Klimamodelle (z.B. Schnadt et al. 2002) lassen außerdem darauf schließen, daß der Anstieg der Treibhausgase eine stratosphärische Abkühlung bewirkt, wodurch das chemische Gleichgewicht in der oberen Stratosphäre gestört wird. Dadurch wird die Erholung der Ozonschicht zusätzlich verzögert. Sehr schwer sind die Auswirkungen davon auf den Ozontransport in der unteren Stratosphäre einzuschätzen, da eine Wechselwirkung zwischen Ozonverteilung und stratosphärischer Zirkulation besteht. Es ist vorerst davon auszugehen, daß die UV-Belastung auf dem derzeitig erhöhten Niveau verbleibt. Reuder

et al. (2001) kommen in einer Modellstudie zu Zukunftsszenarien des UV zu dem Schluß, dass bis 2015 im Frühjahr ein weiterer Anstieg der UV Belastung zu erwarten ist, danach wird eine Erholung der Ozonschicht erwartet. Um 2050 soll danach ein Zustand erreicht sein, der der Situation um 1979 entspricht.

Unsicher ist vor allem noch die zukünftige Auswirkung des geänderten Wasserkreislaufs auf die Bewölkung, da wegen der Klimaerwärmung davon auszugehen ist, daß eine Erwärmung der Meere zu mehr Verdunstung und geänderter Wolkenbildung führt.

8. Literatur

- Andrady A.L., Fueki K. and Torikai A. (1991): Spectral sensitivity of polycarbonates to light-induced yellowing. *J. Appl. Polymer Science* 42:2105-2107.
- Banrud H., Berg K., Platou T. and Moan, J. (1993): An action spectrum for UV-induced attachment of V79 Chinese hamster cells to a substratum. *Int. J. Radiation Biol.* 64:437-444.
- Berlage W. (1928) Zur Theorie der Beleuchtung einer horizontalen Fläche durch Tageslicht. *Meteor. Zschr.*, 54: 174 - 180
- Booth C.R. and Madronich S. (1994): Radiation amplification factors - improved formulation accounts for large increases in ultraviolet radiation associated with Antarctic ozone depletion. In *Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and Biological Effects*, Weiler, C.S. and Penhale, P.A. (eds.), AGU Antarctic Research Series, volume 62, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 39-42.
- Boucher N.P. and Prézelin B.B. (1996): Biological weighting functions for the UV inhibition of carbon fixation in a natural Antarctic phytoplankton community. *Marine Ecology Progress Series* 144:233-236
- Boucher O., (1999), Air traffic may increase cirrus cloudiness. *Nature* 397: 30-31.
- Chan G.L., Peak M.J., Peak J.G. and Haseltine W.A. (1986): Action spectrum for the formation of endonuclease-sensitive sites and (6-4) photoproducts induced in a DNA fragment by ultraviolet radiation. *Int. J. Radiation Biol.* 50:641-648.
- Chubarova N.Y., Krotkov N.A., Geogdzhayev I.V., Kondranin T.V. and Khattatov V.U. (1997): Spectral irradiance: The effects of ozone, cloudiness and surface albedo. In *IRS'96: Current Problems in Atmospheric 20 Radiation*, Smith, W.L. and Stamnes, K. (eds.), Proc. Int. Radiation Symposium, Fairbanks, Alaska 19-24 August 1996, Deepak Publishing, Hampton Virginia, pp. 881-885.
- Claude H., Köhler U. (1995) Langzeitliche Ozon- und Temperaturveränderungen. *Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes* Nr. 21
- Cullen J.J., Neale P.J. and Lesser M.P. (1992): Biological weighting function for the inhibition of phytoplankton photosynthesis by ultraviolet radiation. *Science* 258:646-649.
- Eerme K., Veismann U., Koppel R. (2002), Variations of erythemal ultraviolet irradiance and dose at Tartu/TSraverre, Estonia. *Clim. Res.* 22: 245-253.
- Estupinan J.G., Raman S., Crescenti G.H., Streicher J.J. and Barnard W.F. (1996): The effects of clouds and haze on UV-B radiation. *J. Geophys. Res.* 101: 16807-16816.
- Fahey D.W., Schumann U. (1998), Aviation produced aerosols and cloudiness. *Assessment - Spec. Rep. Aviation and Glob. Atmosph. Chap.* 3.
- Feister U., Gericke K. (1998), Cloud flagging of UV spectral irradiance measurements. *Atmos. Res.* 49: 115-138;.
- Fioletov E.V., McArthur B.L.J., Kerr B.J., Wardle I.D. (2001), Long-term variations of UV-B irradiance over Canada estimated from Brewer observations and derived from ozone and pyranometer measurements. *J. Geophys. Res.* 106: 23,009 - 23,015
- Frederick J.E. and Alberts A.D. (1991): Prolonged enhancement in surface ultraviolet radiation during the Antarctic spring of 1990. *Geophys. Res. Lett.* 18:1869-1871.

- Frederick J.E. and Erlick C. (1995): Trends and interannual variations in erythemal sunlight, 1978-1993. *Photochemistry and Photobiology*, 62:476-484.
- Gantner L., Winkler P., Köhler U. (2000): A method to derive long-term time series and trends of UV-B radiation (1968 - 1997) from observations at Hohenpeissenberg (Bavaria): *J. Geophys. Res.*, 104: 4879 - 4888
- Graf H.F., Perlwitz J., Kirchner I., Schult I. (1995): Recent northern winter climate trends. *Contr. Atmos. Phys.*, 68: 233 - 248.
- Häder D.-P. and Worrest R.C. (1991): Effects of enhanced solar ultraviolet radiation on aquatic ecosystems. *Photochemistry and Photobiology* 53:717-725.
- Kasten F., Young A.T. (1989): Revised optical air mass tables and approximation formula. *Appl. Optics* 28: 4735 - 4738
- Kieber R.J., Zhou X. and Moper K. (1990): Formation of carbonyl compounds from UV-induced photodegradation of humic substances in natural waters: Fate of riverine carbon in the sea. *Limnology and Oceanography* 35:1503-1515.
- Köhler U. (1995): Homogenization and Re-evaluation of the long-term ozone series at the Met. Obs. Hohenpeißenberg. *Arbeitsergeb. DWD - Forschung u. Entwicklung* 31, 60 Seiten
- Köhler U., Vandersee W., Winkler P., Gantner L. (1998): Spectral and integral observations of UV-B-radiation compared with ozone measurements. *Ber. DWD* 204
- Köpke, P. (2000): UV-Strahlung an der Erdoberfläche. In: *Handbuch der Umweltveränderungen und Ökotoxikologie* (ed. R. Guderian) I. Atmosphäre: 297-330.
- Köpke P., Reuder J., und Schween J.(2004): UV-Strahlung – gestern, heute und morgen. In 19-Rundgespräche der Kommission für Ökologie der Bayer. Akad. Wiss. Vol 27, 19 28.
- Liepert B.G., Kukla G.J. (1997): Decline in Global Solar Radiation with Increased Horizontal Visibility in Germany between 1964 and 1990. *J. Climate*, 10: 2391 - 2401.
- Lubin, D. and Jensen, E.H. (1995): Effects of clouds and stratospheric ozone depletion on ultraviolet radiation trends. *Nature* 377:710-713.
- Madronich S. (1993): UV radiation in the natural and perturbed atmosphere. In: *Tevini M (ed) Radiation and ozone depletion*. Lewis, Boca Raton, pp pp. 17-69
- Mateer C.L., Dütsch H.U., Staehelin J. and DeLuisi J.J., (1996): Influence of the priori profiles on trend calculations from Umkehr data. *J. Geophys. Res.*, 101, 16,779-16,787 .
- Mayer B., Kylling A., Madronich S. and Seckmeyer G., (1998): Enhanced absorption of UV irradiance due to multiple scattering in clouds: experimental evidence and theoretical explanation. *J. Geophys. Res.*, 103, 31241-31254
- McKinlay A.F. Diffey B.L. (1987): A reference action spectrum for ultraviolet induced erythemal in human skin, in *Human Exposure to Ultraviolet Radiation: Risks and Regulations* (Eds WR Passchler and BFM Bosnjakovic): Amsterdam: Elsevier, 83 - 87
- Meyer, R., Mannstein, H., Meerkötter, R., Schumann, U., Wendling, P. (2002): Regional radiative forcing by line-shaped contrails derived from satellite data. *J. Geophys. Res.* 107: 10.1029/2001JD000426.
- Mims F.M., Frederick J.E. (1994): Cumulus clouds and UV-B. *Nature* 371: 291.
- Nunez, M., Michael, K., Turner, D., Wall, M. and Nilsson, C. (1997): A satellite-based climatology of UV-B irradiance for Antarctic coastal regions. *Int. J. Climatol.* 17:1029-1054.

- Oppenrieder A., Hoeppe P., Koepke P., Reuder, J., Schween, J., Schreder J., (2003): Simplified calibration for broadband solar ultraviolet radiation measurements. *Photochem., Photobiol.* 78, 603–606.
- Perlwitz J., Graf H.F. (1995): The Statistical Connection between Tropospheric and Stratospheric Circulation of the Northern Hemisphere in Winter. *J. Climate*, 8: 2281 - 2295.
- Plumb I.C., Ryan K. R., (1998): Effect of aircraft on Ultraviolet radiation reaching the ground. *J. Geophys. Res.* 103, 31,231-31,239.
- Reuder, J.; Schwander, H. (1999): Aerosol effects on UV radiation in non-urban regions. *J. Geophys. Res.* 104: 4065-4077.
- Reuder, J., Koepke P., and Dameris M. (2001): Future UV radiation in Central Europe modelled from ozone scenarios, *J. Photochem. Photobiol., B: Biology*, 61, 94-105.
- Rhode, St., Pawlowski, M., Tollrain R. (2001): The impact of ultraviolet radiation on the vertical distribution of zooplankton of the genus *Daphnia*. *Nature* 412, 69 – 72.
- Ruggaber A., Dlugi R., Nakajima T. (1994): Modelling radiation quantities and photolysis frequencies in the troposphere. *J. Atmos. Chem.* 18: 171 – 210.
- Sabburg J., Wong J. (2000): The effect of clouds on enhancing UVB irradiance at the earth's surface: a one year study. *Geophys. Res. Lett.* 27: 3337 – 3340.
- Schafer J.S., Saxena V.K., Wenny B.N., Barnard W. and De Luisi J.J. (1996): Observed influence of clouds on ultraviolet-B radiation. *Geophys. Res. Lett.* 23:2625-2628.
- Schnadt C., Dameris M., Ponater M., Hein R., Grewe V., Steil B., (2001): Interactions of atmospheric chemistry and climate and its impact on stratospheric ozone. Report No. 151, DLR Institut für Physik der Atmosphäre.
- Schwander H., Koepke P., Kaifel A., Seckmeyer G., (2002): Modification of spectral UV irradiance by clouds. *J. Geophys. Res.* 107: 10.1029/2001JD001297.
- Seckmeyer G., Erb R. and Albold A., (1996): Transmittance of a cloud is wavelength-dependent in the UV range. *Geophys. Res. Lett.* 23:2753-2755.
- Solomon, S., Portmann, W.R., Garcia, R.R., Randel, W., Wu, F., Nagatami, R., Gleason, J., Thomason, L.W., Poole, L.R., McCormick, M.P., (1998): Ozone depletion at mid-latitudes: Coupling of volcanic aerosols and temperature variability to anthropogenic chlorine. *Geophys. Res. Lett.* 25: 1871-1874.
- Stefanicki G., Talkner P., Weber R. O., (1998): Frequency Changes of Weather Types in the Alpine Region since 1945. *Theor. Appl. Climatol.* 60, 47 - 61.
- Schwander H., Koepke P., Kaifel A., Seckmeyer G. (2002): Modification of spectral UV irradiance by clouds. *J. Geophys. Res.* 107: AAC 7 - 1-7-11.
- Simpson; J.I., Wingenter W.O., Westberg J.D., Fuelberg E.H., Kiley M.C., Crawford H.J., Meinardi S., Blake R.D., Rowland S.F. (2003): Airborne measurements of cirrus-activated C₂Cl₄ depletion in the upper troposphere with evidence against Cl reactions. *Geophys. Res. Lett.* 30: 10.1029/2003GL017598.
- Stanhill G., Cohen S. (2001): Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. *Agric. For. Meteorol.* 107: 255 – 278.

- Steinbrecht W., Claude H., Köhler U., Hoinka K.P. (1998): Correlations between tropopause height and total ozone; Implications for long-term changes. *J. Geophys. Res.*, 103: 19,183 - 19,192.
- Steinbrecht W., Claude H., Köhler U., Winkler P. (2001): Interannual changes of total ozone and northern hemispheric circulation patterns. *Geophys. Res. Lett.* 28: 1191 - 1194
- Thiel S. (1999): Einfluss von Bewölkung auf die UV-Strahlung an der Erdoberfläche und ihre ökologische Bedeutung. *Ber. Met. Inst. Uni. Freiburg* 3.
- Trepte S., Winkler P. (2002): Langfristige Veränderungen von relevanten meteorologischen Parametern mit Bezug zur solaren Strahlung am Hohenpeißenberg. *F+E Arbeitsergebnisse* Nr. 73 des Deutschen Wetterdienstes.
- Trepte S., (2002): Kurzfristig und langfristig erhöhte UV-Strahlung. *Ozonbulletin des Deutschen Wetterdienstes* Nr. 88,
- Tsitas, S.R. and Yung, Y.L. (1996): The effect of volcanic aerosols on ultraviolet radiation in Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* 23:157-160.
- Vandersee, W., (1994): Zusammenhang zwischen Gesamt Ozon und UV-Strahlung, *Ozon Bulletin des Deutschen Wetterdienstes* Nr. 6.
- VDI-Richtlinie 3789 (2001): Blatt 3, Umweltmeteorologie, Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Oberflächen. VDI Düsseldorf.
- Winkler P., Gantner L., Köhler U. (1998): Hat sich wegen der langfristigen Ozonabnahme die UV-Strahlung erhöht? *BayFORKLIM Abschlussbericht zum Projekt "U 10"*.
- WMO, (2002): Scientific Assessment of Ozone Depletion, Global Ozone Research and Monitoring Project. Report No. 47, Geneva, 498 pp.
- Zepp, R.G. and Andreae, M.O. (1994): Factors affecting the photochemical formation of carbonyl sulfide in seawater. *Geophys. Res. Lett.* 21:2813-2816.

Danksagung

Herrn Claude sei gedankt für die Bereitstellung der Jahresverläufe der Tropopausenhöhe und der Tropopausentemperatur und Herrn Köhler für die Zeitreihe und Jahresgänge des Gesamt-ozons.

Diese Untersuchung wurde zum Teil vom Bayerisches Staatsministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz im Rahmen des Forschungsverbundes BayFORUV (Erhöhte UV-Strahlung – Folgen und Maßnahmen) durch das Bayerische Staatsministerium für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz finanziell gefördert.